

PHYSIOGEOGRAPHICA

BASLER BEITRÄGE ZUR PHYSIOGEOGRAPHIE

Band 36

Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald / Südschwarzwald

mit 50 Abbildungen, 16 Tabellen und Anhang

von

Philipp Schneider

Bibliographische Information der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte Daten sind im Internet unter <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

PHYSIOGEOGRAPHICA

(c) 2007 Prof. Dr. H. Leser und Dr. P. Schneider

Geographisches Institut der Universität Basel
Klingelbergstrasse 27
CH-4056 Basel

Alle Rechte vorbehalten.

Der vorliegende Band erscheint gleichzeitig als Dissertation der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel.

Hydrologische Vernetzung: Landschaftsökologische Realität und methodologische Probleme

Hartmut Leser¹

Forschungsgruppe Landschaftsanalyse und Landschaftsökologie Basel (FLB)

*Abteilung Physiogeographie und Landschaftsökologie
Geographisches Institut der Universität Basel*

1 Einleitung: Worum geht es?

1.1 Die Forschungsgruppe

Die Dissertation von P. SCHNEIDER (2007) ordnet sich in eine Reihe von Untersuchungen ein, die sich mit Stoffumsätzen in der Landschaft beschäftigt. Ursprünglich stand bei diesen Arbeiten die Bodenerosion im Mittelpunkt. Von dieser Serie erschienen zuletzt die Arbeiten RÜTTIMANN (2001), BÖHM (2003), HEBEL (2003) und MARXER (2003). Das Projekt bekam mit der 2002 neu formierten Forschergruppe *Angewandte Landschaftsökologie im ländlichen Raum* eine andere Tendenz: Bodenerosion, Abtragsprozesse und Bodenschutz traten in den Hintergrund. Nun wurden vorrangig Sedimentations- und Transportvorgänge von Stoffen in kleinen Fließgewässern und in deren unmittelbarer Umgebung behandelt. Fertig gestellt sind die Arbeiten SCHNEIDER (2007), KOCH (2007) und WEISSHAIDINGER (2007). Unmittelbar vor dem Abschluß steht zum Zeitpunkt des Erscheinens vorliegender Arbeit die Dissertation von C. KATTERFELD (o.J.). Sie lief etwa zeitgleich mit dem Projekt von P. SCHNEIDER, setzte jedoch räumlich anders an: Es wurde – neben dem Schnecken- und Rüttebachgebiet – schwerpunktmäßig vor allem das Länenbachgebiet (Kanton Basel-Landschaft) bearbeitet (Abb. 1).

Die von P. SCHNEIDER und anderen Mitgliedern der Gruppe geleistete Arbeit ist – über den engeren hydroökologische Ansatz hinaus – *Geoökosystemforschung* (MOSIMANN 1984 und MOSIMANN in LESER ⁴1997, 262-270), die innerhalb des Modells des Landschaftsökosystems betrieben wird. Sie erfolgt in der topischen Dimension (NEEF 1963; HERZ 1973) und schließt auch die Zeitachse mit ein. Es wird also versucht, möglichst lange (auch im Rahmen einer Doktorarbeit) zu messen. Die Arbeitsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie in ländlichen Räumen* beschäftigt sich konkret mit

¹Professor (em.) Dr. rer. nat. habil. Dr. rer. nat. h. c. Hartmut Leser, Geographisches Institut Universität Basel, Klingelbergstr. 27, CH-4056 Basel, e-mail: hartmut.leser@unibas.ch, www.unibas.ch/geo/physiogeno/

Nährstoffemissionen, der hydrologischen Vernetzung und deren Bedeutung für diffuse Stoffeinträge, der Bedeutung von Bachsedimenten für den Phosphorhaushalt und der Retentionsfunktion von Uferzonen sowie deren Zusammenhänge mit dem Bodenabtrag. Diese vier Bereiche gehen alle von einem holistischen Ansatz aus, wie ihn die Geoökosystemforschung und die Theorie der Geographie bzw. der Landschaftsökologie definieren.

1.2 Theoretische Grundlagen

Die Forschungsgruppe stützt sich bei der Datengewinnung zunächst einmal und in erster Linie auf Feldarbeit ab. Das bedeutet: Alle Projekte arbeiten in der *Geographischen Realität* – ein von NEEF in die geographische Theorie und Terminologie eingeführter Begriff. Es wird also im Hier und Heute des anthropogen veränderten Landschaftsökosystems gearbeitet – eine in der spezialisierten Forschung durchaus nicht mehr geläufige Selbstverständlichkeit (HERZ 1994; LESER 2002, 2003a, b). Der Begriff Geographische Realität bildet die terminologische und methodologische Brücke zu den Mensch-Umwelt-Ansätzen der geographischen Theorie bzw. der Landschaftsökologie (LESER ⁴1997; LESER 2003b, 2007; LESER & SCHNEIDER-SLIWA 1999; MANNSFELD & NEUMEISTER 1999; NEEF 1969, 1979; SCHNEIDER-SLIWA et al. 1999; STEINHARDT et al. 2005).

Auf die forschungspraktische Problematik der Feldarbeit geht P. SCHNEIDER (2007) in seinem Vorwort ein. Datengewinnungen im Felde haben ihre Tücken, weil sie sehr vielen, zum Teil chaotischen Randbedingungen unterliegen. Sie gehen einmal auf die „natürliche“ Heterogenität der Landschaft zurück (NEUMEISTER 1999), zum anderen auf das tatsächlich chaotische Verhalten des Geoökosystems. Dazu äußerten sich aus der Forschungsgruppe KEMPEL-EGGENBERGER (1993, 2000) und LESER (1994, 1997, 2003a). Vermeintliche oder tatsächliche methodische Unsicherheiten, auf die verschiedene Kapitel der Dissertation SCHNEIDER (2007) eingehen, basieren genau auf diesem, bei der Datengewinnung in der Feldrealität nicht ausschaltbaren chaotischen Systemverhalten. Auch KOCH (2007) und WEISSHAIDINGER (2007) setzen sich damit auseinander. Die Flucht in das Laborexperiment kann nicht die Lösung sein: Die Randbedingungen sind zwar eher kontrollierbar, ob sie den realen Feldbedingungen entsprechen ist jedoch fraglich. Ein Arbeitsgrundsatz der Forschungsgruppe lautete und lautet immer noch: Lieber weniger präzis definierte Randbedingungen (das ist, je nach Dimensionsebene der Forschung ohnehin eine Frage der Definition), dafür aber mit der Ergebnisaussage nahe an der Realität der Landschaft.

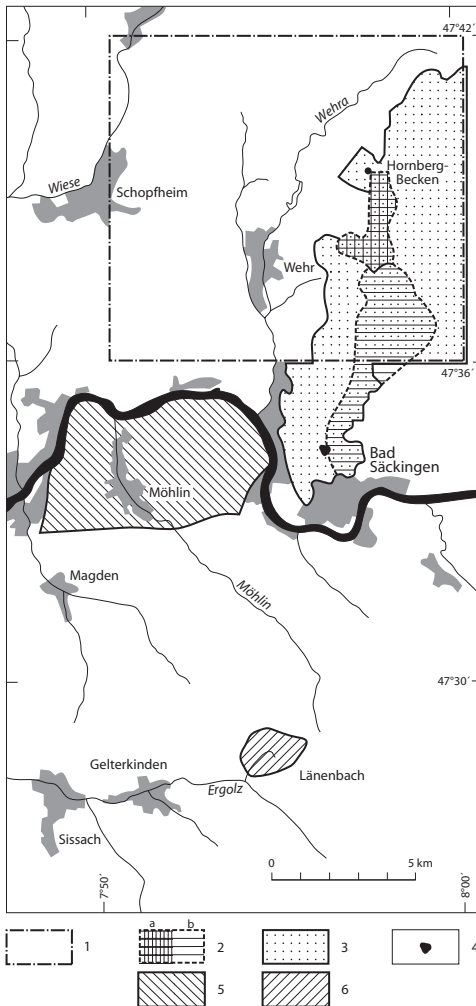


Abbildung 1: Die Arbeitsgebiete der Forschungsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie* (Entwurf: LESER 2007; Kartographie: BAUMANN 2007)

1 Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25'000 (GMK 25 Blatt Wehr = TK 25 8313). – 2a Einzugsgebiet Rüttebach u. Schneckenbach (Dissertation SCHNEIDER u. KATTERFELD). – 2b Einzugsgebiet Schöpfbach (Dissertation SCHNEIDER). – 3 Gebiete der geoökologischen Geländepraktika 2000-2007. – 4 Bergsee (diverse hydroökologische Arbeiten). – 5 Möhlener Feld (Bodenerosion, Quartärgeomorphologie mit Regionalpraktikum 2003). – 6 Einzugsgebiet Länenbach (Boden- und Gerinneerosion sowie Stoffhaushalt in der Landschaft mit den Dissertationen KATTERFELD, KOCH u. WEISSHAIDINGER).

2 Der Ansatz der Dissertation

2.1 Vorbemerkungen zum Untersuchungsraum

Kap. 2 stellt das Untersuchungsgebiet vor gemäß dem geoökologischen Ansatz geordnet nach den Geoökofaktoren Relief, Gewässer, Klima, geologi-

schem Untergrund, Böden, Vegetation und Landnutzung. Der Thematik der Dissertation entsprechend werden im Kap. 2.6 die hydrologischen Verhältnisse noch einmal gesondert herausgehoben. Den konkreten Untersuchungsgegenstand bildet das Einzugsgebiet des Bergsees, das vom Verfasser vorzugsweise im Oberlauf (Wiesenbachtyp) untersucht wurde. Das nord-südgestreckte Untersuchungsgebiet setzt südlich des Hornberger Beckens an und reicht bis zum Bergsee nördlich von Bad Säckingen. Die Zusammenfassende Bewertung (Kap. 2.7) stellt die beiden Teileinzugsgebiete Rüttebach und Schneckenbach mit ihren geomorphologischen, pedologischen und hydromorphologischen Hauptmerkmalen vergleichend gegenüber. Beide Bäche unterscheiden sich vor allem durch den Grad ihrer Natürlichkeit, wobei der Schneckenbach als Sandauebach über ein hohes Retentionspotential für Schwebstoffe und über partikuläre Nährstofffraktionen verfügt. Der Rüttebach hingegen ist ein anthropogen veränderter Moorbach, der sein Sediment exportiert.

2.2 Ausgangsfragestellung der Dissertation

Bewußt beginnt der Verfasser in Kap. 1 mit der EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL), welche für die kommenden Jahrzehnte den Schutz von Oberflächen- und Grundwasser maßgebend definiert. Danach muß Gewässerschutz holistisch ansetzen und auf das Einzugsgebiet ausgerichtet sein. Ziele sind der „gute ökologische Zustand“ und der „gute chemische Zustand“ von Oberflächen- und Grundwasser. „Wesentliche Instrumentarien sind rechtsverbindliche Einzugsgebietspläne mit einem Inventar der signifikanten anthropogenen Einflüsse, des ökologischen Zustands (Struktur und Funktion, Qualität und Quantität), einem operativen Monitoring und strategischen Maßnahmenprogrammen, die unter Öffentlichkeitsbeteiligung und Berücksichtigung ökonomischer Belange aufzustellen sind.“ (BORCHARDT 2006). Zugleich wird auf das Arbeitsverfahren der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) verwiesen.

Die WRRL und die LAWA sprechen von einer „ökologischen Gewässergüteklassifikation.“ In dieser erfolgt zwar eine einfache Beschreibung abiotischer und geomorphologischer Merkmale der Umgebung der Gewässertypen, doch bleibt deren Ansatz insgesamt sehr stark biologisch gewichtet. Vor allem Böden, aktuelle Landnutzungsart (Pflanzen) und die sehr komplexen Fließwege des Wassers im Kontaktbereich zwischen Böden bzw. oberflächennahem Untergrund und Gewässern finden kaum Berücksichtigung. Auf die Notwendigkeit, dies im Zusammenhang zu betrachten, wies schon KEMPEL-EGGENBERGER (1993, 2000) auf Grund von Untersuchungen im Schweizer Jura hin. In einem stärker reliefierten Einzugsgebiet haben oberflächennahe Transportwege wesentlichen Einfluss auf den Gewässerchemismus. Zusätzliche Regelung erfolgt durch den geologischen Untergrund. SCHNEIDER (2007) schreibt „Sollen die in der WRRL definierten Ziele der

nachhaltigen Verbesserung der Wasserqualität erreicht werden, sind künftig verstärkte Maßnahmen zur Verringerung von diffusen Stoffeinträgen notwendig.“

Man weiß seit langem, daß Phosphor- und Stickstoffverbindungen – vor allem aus der Landwirtschaft – die Gewässer belasten. Dies geschieht über diffuse Pfade, woraus sich für den Feldforscher bei der Erfassung der Stoffmengen bedeutende methodische Probleme stellen. Dieser komplexe Gedanke wird vor allem im Kap. 1.2 Diffuse Nährstoffeinträge diskutiert und damit für einen methodischen Problemaufriß gesorgt. Europaweit belegen zahlreiche Untersuchungen, daß hier nicht nur ein lokaler Spezialfall der Dauergrünlandgebiete des Südschwarzwaldes untersucht wird, sondern daß aus praktisch allen landwirtschaftlichen Böden Phosphoreinträge in Oberflächengewässer erfolgten und erfolgen, weil jahrzehntelang überdüngt wurde.

3 Methodik und methodische Probleme

3.1 Methodische Probleme der Feld- und Labormethoden

Das umfangreiche Kap. 3 stellt Feld- und Labormethoden sowie die statistischen Verfahren vor und definiert den theoretischen Ausgangspunkt (gegliedert nach dem hydrologischen und dem phosphorspezifischen Teil). Für die Feldarbeit spielt die Definition eines „Ereignisses“ (Kap. 3.1.1) eine große Rolle; Kap. 3.1.2 definiert die klassifikatorischen Merkmale für Hochwasserereignisse. Für das Erkennen der hydrologischen Prozesse in der Landschaft werden die Abflußkomponenten in drei Hauptgruppen gegliedert, wobei sich der Verfasser auf eine breite Palette von Hypothesen dominanter Abflußbildungsprozesse bei Hochwasser stützt, beginnend mit HORTON (1933) und endend mit TORRES et al. (1988).

Die Abflußkomponenten gliedert der Verfasser richtigerweise aus geoökologischer Sicht, und zwar in

- genetisch-prozeßorientiert,
- dynamikorientiert und
- verweilzeitenorientiert.

Dafür bildet die Modellvorstellung von ZUIDEMA (1985) den Hintergrund, welche die Komplexität der Abflussbildung darstellt. Weil sich sehr viele Prozesse – quasi unsichtbar – im Untergrund abspielen, führte der Verfasser mehrere Markierversuche mit verschiedenen, in der Auswahl gut begründeten Tracern durch.

Wie SCHNEIDER bereits in Vorwort und Einführung andeutete, nehmen die Feldmethoden (Kap. 3.3) im Untersuchungskonzept eine zentrale

Stellung ein. Das Kapitel erläutert Meßkonzepte, Probenahmestrategie und Vorgehensweise bei den Geländearbeiten. Ähnlich wird bei der Labormethodik mit Wasser- (Kap. 3.4) und Bodenanalytik (Kap. 3.5) verfahren. Die Begründungen für die Methodenwahl sind sachgerecht und plausibel und entsprechen dem Stand der Wissenschaft. Das gilt auch für die beiden anschließenden Kapitel über Ganglinienseparation (Kap. 3.6) und die statistische Verfahren (Kap. 3.7).

3.2 Methodisch-begriffliche Probleme bei der Ergebnisdiskussion

Den Zentralteil der Dissertation bilden die Kap. 4 und 5 mit Darstellung und Diskussion der Ergebnisse. Der Verfasser greift den Begriff *Ökohydrologie* auf, der insofern sachgerecht erscheint, als er im Sinne der Geoökologie den Komplex Landschaftswasser- und Stoffhaushalt vereinigt. Die prozeßorientierte Dissertation stellt den Begriff Vernetzung in den Mittelpunkt und erinnert damit an einen nicht nur biologischen, sondern auch geographischen Traditionsbegriff. Seit den 1980er Jahren fand der Begriff Vernetzung (connectivity) auch in die Hydrologie Eingang. Unter Verwendung dieses Begriffes erkennt der Verfasser für die diffusen Einträge von Phosphor- und Stickstoffverbindungen aus der Landwirtschaft in aquatische Ökosysteme eine temporäre hydrologische Vernetzung. Es werden drei Ziele (Nährstoff-Eintragsregime, Regler, Prozesse) definiert und daraus 14 Fragen abgeleitet, aus denen wiederum in Kap. 4.1 Hypothesen folgern. Sie werden zur Abflußbildung und Abflußkonzentration (1-3), zu diffusen Phosphor-Quellen (4-5) und zum Phosphortransport aus der Fläche zum Fließgewässer (6-9) formuliert.

3.3 Inhalt und Ergebnisse aus methodisch-methodologischer Sicht

Der Verfasser orientiert sich nicht nur bei der Feldarbeit, sondern auch bei der Ergebnisdarstellung am geoökologischen Forschungsansatz (LESER ⁴1997; MOSIMANN 1984; MOSIMANN in LESER ⁴1997) und ordnet seine Hypothesen einem Modell des Standortregelkreises unter, dessen Struktur sich am Geoökosystem orientiert. Die im vorgelegten Modell konstruierte Struktur ist explizit auf diffuse Phosphoreinträge von Grünlandstandorten in Fließgewässern ausgerichtet. Dabei spielt – es wird bekanntlich in der topischen Dimension gearbeitet (NEEF 1963, 1967; HERZ 1973) – einmal mehr auch die Maßstabsproblematik eine Rolle. Zudem muß methodisch eine Vernetzung der Daten erfolgen, weil deren Erhebung in der topischen Dimension sich zwischen konkreten Einzelstandort, diversen Kleinstinzugsgebieten und dem eigentlichen (Gesamt-)Einzugsgebiet anordnet.

Das Kapitel Bilanzen (Kap. 4.2) gliedert in Frachten und Punktquellen

und das Kap. 4.3 Ereignisse gibt einerseits eine Übersicht über die Ereignisse 2002 bis 2004 am Rüttebach und am Schneckenbach, andererseits stellt es die Einzelereignisse im Ablauf und im hydrochemischen Verhalten dar. In Kap. 4.3.1 Statistik werden die Ereignisse der Untersuchungsperiode 2002 bis 2004 ausgewertet und alle Ereignisse in Tab. 4.4 korreliert. Bei der kritischen Betrachtung der Daten stellt sich natürlich heraus, daß man an deren Güte und Homogenität gewisse Konzessionen machen muß – einerseits wegen des chaotischen Niederschlagsverhaltens in der Natur und andererseits wegen der (schwer erfaßbaren) Düngepraxis der Landwirte, aber auch wegen der naturgegebenen Heterogenität der Geoökofaktoren. Die Heterogenitätsproblematik wird von BORCHARDT (2006) so charakterisiert: „Ein wesentliches Ergebnis [der] Arbeit ist die Erkenntnis, daß im untersuchten Einzugsgebiet, abhängig von den Randbedingungen, unterschiedliche Abflußkomponenten an der Hochwasserbildung beteiligt sind. Besonders wichtig sind im vorliegenden Fall Makroporen, die miteinander vernetzt Niederschlagswasser auf erstaunlich schnellem Wege in das Gewässersystem ableiten. Oberflächenabfluß findet demnach nicht statt und erosive Stoffeinträge aus der Fläche sind folglich allein aufgrund der Abflußbildungsprozesse von untergeordneter Bedeutung. Aufgrund dieser Zusammenhänge können Abflußereignisse infolge Niederschlag ganz wesentlich aus Wasser bestehen, das vor Beginn der Regenereignisse im Boden gespeichert war und nicht aus dem Niederschlagswasser selbst [stammt]. Entsprechend variabel ist die Befruchtung mit Phosphor.“

Ergänzungen zu all dem liefert Kap. 4.1 Experimente. Mit den Experimenten ging es um jene Aufklärungen des Stoffverhaltens in der Landschaft, die sich aus der Beobachtungssituation von Landwirtschaft bzw. der Beobachtungs- und Meßsituation an hydrologischen Naturprozessen allein nicht ergaben. Die in Kap. 4.5 Fazit gezogenen Schlüsse und gegebenen Erläuterungen sind plausibel und zeugen von verantwortungsvoller Interpretation der Feld- und Experimentierdaten.

Im Kap. 5 erfolgt die Diskussion. Nachdem schon in Kap. 4 Ergebnisdeutungen erfolgten, werden nun Einordnungen und Bewertungen nach System- und Prozeßhierarchie und Stoffbilanzen, aber auch die Überprüfungen der Hypothesen vorgenommen. SCHNEIDER (2007) geht dabei von methodischen Problemen aus, die in diesem Beitrag bereits oben angesprochen wurden. Hauptproblem ist die Datengewinnung unter realen Bedingungen im Feld, die auf verschiedenen Dimensionsebenen (chorisch, topisch, subtopisch) erfolgte. Ein anderes Problem stellen die Modelle dar, die an sich nie besser als die Datengrundlage sein können bzw. die oft mehr versprechen als sie halten, weil viele Parameter der realen Landschaft ausgeblendet werden. Modellbildung bedeutet immer Reduktion und damit zugleich ein Entfernen von der realen, komplexen Landschaft und den dort ablaufenden Prozessen (s. HEBEL 2003 und LESER 2003a).

Die speziell in Kap. 5 aufgearbeitete Literatur wird vor diesem Hinter-

grund kritisch aufgenommen und in Bezug zu den eigenen Ansätzen, Methodiken und Daten gesetzt. So zeigt Kap. 5.1.1 Hydrologische Konzepte, daß die abflußbeitragenden Flächen ein methodisches Problem sowohl für die Datenerhebung als auch die Modellierung darstellen. In diesem Zusammenhang spielt auch die Homogenität bzw. Heterogenität (NEUMEISTER 1999) der Hydrotöpfe, sofern solche überhaupt der Modellarbeit zugrunde gelegt werden, eine große Rolle. In vielen Fällen wird von einer „hydrologischen Ähnlichkeit“ ausgegangen, die eher vermutet denn nachgewiesen ist. Für sein Untersuchungsgebiet kommt der Autor zu dem Schluß, daß beim Einsatz des REA-Konzepts (representative elementary area = repräsentatives Elementarareal) im Fall des Hochflächentyps des Hotzenwalds die Teilgebiete als repräsentativ für den Gesamt-Naturraum betrachtet werden dürfen. Daraus leitet sich ab, daß die ermittelten Ergebnisse ganz sicher lokal – vermutlich aber auch regional – übertragbar sind.

Das Kap 5.1.2 Hydrologische System- und Prozeßhierarchie rückt die für geoökologische Untersuchungen wichtige Maßstabsfrage in den Mittelpunkt der methodischen Betrachtung. Wie in der Landschaftsökologie üblich, wird auch in der Ökohydrologie mit kleiner werdendem Maßstab (und damit zunehmender Gebietsgröße) eine Sonderung der Parameter vorgenommen und Homogenität nur auf einer höheren Ebene angenommen (HERZ 1973; NEEF 1963; LESER ⁴1997; NEUMEISTER 1999). Umgekehrt: Im großen Maßstab (und damit im kleineren Raum; d.h. konkret topische Dimension bis zum Landschaftsökologischen Standort bzw. zur subtopischen Dimension) muß zwangsläufig die geoökologische Heterogenität vor Ort (Substrat, Bodenhohlräume, Zulußwasser, Transportbahnen etc.) beachtet werden. Dies zeigt u.a. auch KOCH (2007) speziell für die Ufer- und Gerinneentwicklung kleiner Einzugsgebiete.

Diese geoökologische Heterogenität im realen Landschaftsökosystem stellt bei der Feldarbeit ein nicht unbeträchtliches methodisches Problem dar (s. BORCHARDT 2006). Es läßt sich nur bedingt durch die Auswahl der Meßstandorte und eine modellhafte Sonderung der Parameter aufheben. Auch andere Studien belegen, daß es vor allem die interne Gliederung und die Struktur eines Einzugsgebiets oder seiner Teile sind, welche die Transportprozesse – und damit auch die Verweildauer des Wassers in den verschiedenen Bodenspeichern – bestimmen. Ob dies – wie zum Teil in der Literatur beschrieben – nur für die Einzugsgebietsebene gilt, sei dahingestellt. Jedenfalls erscheint der von SCHNEIDER gewählte Ansatz, mit Hydrotöpfen zu arbeiten und deren Vernetzungsstruktur aufzudecken, tragfähiger. Zumindest lassen sich auf diese Weise Homogenität bzw. Heterogenität für die Teile des Einzugsgebiets sauberer definieren.

Einmal mehr stößt man bei Feldarbeiten auf die naturwissenschaftliche Basiserkenntnis, daß Homogenität – und das gilt auch für sehr gut untersuchte Hydrotöpfe – letztlich eine Definitionssache ist, die vom Arbeitsmaßstab und vom Untersuchungsziel der jeweiligen Untersuchung abhängen. „Homo-

genität“ und „Heterogenität“ sind Modelle, die bei jeder Untersuchung für die jeweilige Landschaft bzw. den Landschaftsausschnitt neu definiert werden müssen. Dies belegten im Grunde schon die inzwischen als klassisch zu bezeichnenden Theoriebeiträge von HERZ (1973) und NEUMEISTER (1999).

Im Kap. 5.1.3 Phosphormobilisierung und Transport stellt SCHNEIDER (2007) den Raumbezug für Mobilisierung und Transport in den Vordergrund, weil es nicht nur um Ablauf und Richtung der Prozesse geht, sondern auch um Herkunfts- und Ablagerungsräume. Zu Recht verweist er darauf, daß zudem die Wasserqualität eines Gebietes oder einer Region wesentlich von Vernetzung oder Nichtvernetzung topischer und chorischer Transportprozesse mitbestimmt werden. Dies belegen auch Untersuchungen anderer Autoren, die ebenfalls auf der Feldebene arbeiten.

Eine zentrale ökohydrologische Aussage, die als ein altbekanntes Faktum der Landschaftsökologie bezeichnet werden darf, formuliert der Verfasser auf S. 115: „Schwierigkeiten verursacht die oft übersehene Tatsache, daß eine Änderung des Betrachtungsmaßstabs (Skalenänderung) meist auch ein Wechsel der bestimmenden Speicher und Prozesse (Funktionshierarchie) – z.B. die Dominanz anderer hydrologischer Transportpfade – bedingt und häufig andere Meßmethoden erfordert.“ Man könnte noch hinzufügen: Damit verschieben sich auch die Ergebnisaussagen, weil sie sich auf jeweils andere Strukturmerkmale der Hydrotöpfe bzw. Einzugsgebiete abstützen. Daher kann SCHNEIDER (2007, 117) für den Hotzenwald formulieren, „...daß das hierzu ausgewählte Versuchsgebiet im oberen Rüttebachtal nicht von einem einzigen Hydrotop geprägt ist, sondern die hydrologische Systemantwort bereits von einer Hydrotop-Vernetzung (Hang-Uferzonen-Interaktion) dominiert wird.“

Im Kap. 5.2 Stoffbilanzen werden die Phosphor-Jahresfrachten eingeordnet und miteinander verglichen. Es geschieht vor dem Hintergrund, daß

- die Abwasserreinigungsanlage Rütthof Fracht liefert;
- das Einzugsgebiet des Schöpfebachs eine künstlich geregelte Überleitung aufweist und
- im höher gelegenen Schneckbacheinzugsgebiet wegen der höheren Niederschläge auch Abflüsse und Frachten erhöht sind.

Unter diesen Voraussetzungen weisen die Frachten der Einzugsgebiete Schneckenbach und Schöpfebach vergleichbare Größenordnungen auf. Der überregionale Vergleich der Phosphorbilanzen (Tab. 5.1) zeigt, daß die generell hohe Abflußstärke des Hotzenwaldes und der außergewöhnliche Jahresniederschlag 2002 mit zu berücksichtigen sind. Bei der abflußnormierten Bilanzierung rangiert demzufolge der Hotzenwald beim internationalen Vergleich im oberen Mittelfeld. Trotzdem gilt: „In Bezug auf die eher extensive Landwirtschaft des Hotzenwaldes sind die P-Austräge dennoch als hoch zu bezeichnen.“ (SCHNEIDER 2007, 120).

4 Fazit

Mit Kap. 6 Schlußfolgerungen legt P. SCHNEIDER eine Synthese vor, die auf den Einzelaspekten der Untersuchung und der Literatur beruht und zu einer neuen Modellvorstellung des untersuchten Systems gelangt. Weil von einem funktionalen Systemverständnis ausgegangen wird, werden Abflußbildungs-, Abflußkonzentrations- und Stofftransportprozesse miteinander in einen engen Zusammenhang gestellt, für den der Verfasser eine Modellvorstellung (Abb. 6.9) vorlegt. Dieser Regelkreis der Abflussbildung und Abflusskonzentration darf als zentrales Ergebnis der Dissertation bezeichnet werden. Er ist klar raumbezogen (Hang, Uferzone, Gerinne), erfaßt die hydroökologische Funktionalität und berücksichtigt auch die unterschiedlichen Größenordnungen der verschiedenen Prozesse.

Da P. SCHNEIDER seine Gebietsaussagen vor dem Hintergrund der Literatur überprüfte, haben sie nicht nur lokale, sondern vor allem *methodische Gültigkeit*. Man könnte einwenden: Hydrologische Studien, die im Feld durchgeführt wurden, sind – wegen der Vielfalt der lokalen bzw. regionalen geoökologischen Randbedingungen, letztlich also wegen der *Heterogenität* und den damit verbundenen hochdiversen Vernetzungen – per se nicht übertragbar. Allerdings lassen sich die von P. SCHNEIDER vorgelegten methodischen Erfahrungen jedoch in anderen, ähnlich strukturierten Landschaftstypen einsetzen. Den Landschaftstyp „Kristallines hohes Mittelgebirge mit welligen Hochflächen“, wie ihn der Hotzenwald repräsentiert, kann man in vielen Teilen Mitteleuropas antreffen (z. B. Harz, Thüringer Wald, Erzgebirge, Bayerisch-Böhmischer Wald, Sudeten etc.). Insofern erweist sich die vorliegende Dissertation als eine methodisch richtungweisende Studie für die Nährstoff- und Wasserhaushaltsproblematik grünlandgenutzter Hochflächenstandorte hoher Mittelgebirge Mitteleuropas.

5 Literatur

BÖHM, A.: Soil erosion and erosion protection measures on military lands. Case study at Combat Manoeuvre Training Center Hohenfels, Germany. - *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie* Bd. 31, Basel 2003: 1-141.

BORCHARDT, D.: Korreferat zur Dissertation "Hydrologische Vernetzung und ihre Bedingungen für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald/Südschwarzwald". - Kassel - Basel 2006: 1-4.

Geographisches Institut Universität Basel, Forschungsgruppe Landschaftsanalyse und Landschaftsökologie Basel (FLB): [Siehe <http://www.physiogeo.unibas.ch/>].

HEBEL, B.: Validierung numerischer Erosionsmodelle in Einzelhang- und Einzugsgebiet-Dimension. - *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie* Bd. 32, Basel 2003: 1-181. [Mit mehreren Anhängen].

HERZ, K.: Beitrag zur Theorie der landschaftsanalytischen Maßstabsbereiche. - In: *Peter-*

manns *Geographische Mitteilungen* 117 (1973): 91-96.

HERZ, K.: Ein geographischer Landschaftsbegriff. - In: *Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden* 43 (1994): 82-89.

HORTON, R.: The role of infiltration in the hydrological cycle. - In: *Transcation AGU* 14 (1933): 446-460.

KEMPEL-EGGENBERGER, C.: Risse in der geoökologischen Realität. Chaos und Ordnung in geoökologischen Systemen. - In: *Erdkunde, Archiv für wissenschaftliche Geographie* Bd. 47 (1993): 1-11.

KEMPEL-EGGENBERGER, C.: Stoffumsatz- und Abflußprozesse als Ausdruck der Sensibilität eines Einzugsgebietes. - In: *Forschungen zur deutschen Landeskunde* Bd. 246, Flensburg 2000: 69-82.

KATTERFELD, C.: Untersuchungen zur Gerinneerosion und -akkumulation kleiner Fließgewässer und deren stoffhaushaltliche Bedeutung im Südschwarzwald und im Tafeljura. - *Dissertation Geographisches Institut Basel*, Basel [o.J.; in Arbeit].

KOCH, R.: Uferzonen von Fließgewässern in Kleineinzugsgebieten der Region Basel. Geoökologische Prozesse, Nährstoff- und Wasserhaushalt, Bodendynamik, Kartierung, Funktionen und Zielbreitenermittlung. - *Dissertation Geographisches Institut Universität Basel*, Basel 2007: 1-299. [Erscheint 2007 als *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie*].

LESER, H.: Räumliche Vielfalt als methodische Hürde der Geo- und Biowissenschaften. - In: *Potsdamer Geographische Forschungen* Bd. 9, Festschrift für Heiner Barsch, Potsdam 1994: 7-22.

LESER, H.: Landschaftsökologie. Ansatz, Modelle, Methodik, Anwendung. Mit einem Beitrag zum Prozeß-Korrelations-Systemmodell von THOMAS MOSIMANN. - UTB 521, 4. Auflage Stuttgart 1997: 1-644. (⁴1997).

LESER, H. (unter Mitarbeit von C. Kempel-Eggenberger): Landschaftsökologie und Chaosforschung. - In: *Chaos in der Wissenschaft. Nichtlineare Dynamik im interdisziplinären Gespräch*, herausgegeben von Piero Onori, = Reihe MGU, Bd. 2, Liestal - Basel 1997: 184-210.

LESER, H.: Geographie und Transdisziplinarität - Fachwissenschaftliche Ansätze und ihr Standort heute. - In: *Regio Basiliensis, Basler Zeitschrift für Geographie* 43/1 (2002): 3-16.

LESER, H.: Modellprobleme in der Landschaftsforschung - Fiktion und Wirklichkeit. - In: *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie* Bd. 32, Basel 2003: III - XII. (a)

LESER, H.: Geographie als integrative Umweltwissenschaft: Zum transdisziplinären Charakter einer Fachwissenschaft. - In: *Integrative Ansätze in der Geographie - Vorbild oder Trugbild?* Münchner Symposium zur Zukunft der Geographie, 28. April 2003. Eine Dokumentation, hrsg. von G. HEINRITZ, *Münchener Geographische Hefte* 85, Passau 2003: 35-52. (b)

LESER, H.: Landscape Ecology: A discipline or a field of transdisciplinary research and application? - In: *Landscape Ecology*, Eds. J. LÖFFLER & U. STEINHARDT. *Colloquium Geographicum* Bd. 28, Sankt Augustin 2007: 48-62.

LESER, H. & R. SCHNEIDER-SLIWA: Geographie - eine Einführung. - *Das Geographische Seminar*, Braunschweig 1999: 1-248.

- MANNSFELD, K. & H. NEUMEISTER (Hrsg.): Ernst Neefs Landschaftslehre heute. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* Ergänzungsheft 294, Gotha - Stuttgart 1999: 1-152.
- MARXER, P.: Oberflächenabfluß und Bodenerosion auf Brandflächen des Kastanienwaldgürtels der Südschweiz mit einer Anleitung zur Bewertung der post-fire Erosionsanfälligkeit. - *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie* Bd. 33, Basel 2003: 1-217.
- MOSIMANN, T.: Landschaftsökologische Komplexanalyse. - *Wissenschaftliche Paperbacks Geographie* Stuttgart 1984: 1-115.
- NEEF, E.: Dimensionen geographischer Betrachtungen. - In: *Forschungen und Fortschritte* 37 (1963): 361-363.
- NEEF, E.: Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre. - Gotha 1967: 1-152.
- NEEF, E.: Der Stoffwechsel zwischen Gesellschaft und Natur als geographisches Problem. - In: *Geographische Rundschau* 21(1969): 453-459.
- NEEF, E.: Analyse und Prognose von Nebenwirkungen gesellschaftlicher Aktivitäten im Naturraum. - *Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Math.-nat. Klasse* 50(1), Berlin 1979: 1-70.
- NEUMEISTER, H.: Heterogenität - Grundeigenschaft der räumlichen Differenzierung in der Landschaft. - In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, Ergänzungsheft 294, Gotha - Stuttgart 1999: 89-106.
- RÜTTIMANN, M.: Boden-, Herbizid und Nährstoffverluste durch Abschwemmung bei konservierender Bodenbearbeitung und Mulchsaat von Silomais. Vier bodenschonende Anbauverfahren im Vergleich. - *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie* Bd. 30, Basel 2001: 1-241.
- SCHNEIDER-SLIWA, R., D. SCHAUB & G. GEROLD (Hrsg.): Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden. Mit einer Einführung von Professor Dr. KLAUS TÖPFER, Exekutivdirektor (UNEP/UNCHS-Habitat). - Berlin - Heidelberg - New York 1999: 1-560.
- STEINHARDT, U., O. BLUMENSTEIN & H. BARSCH: Lehrbuch der Landschaftsökologie. Mit Beiträgen von BRIGITTA KETZ, WOLFGANG KRÜGER, MARTIN WILMKING. - Heidelberg 2005: 1-294.
- TORRES, R., DIETRICH, W.E., MONTGOMERY, D.R., ANDERSON, S.P. & LOAGUE, K. 1988. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. - *Water Resour. Res.* 34, 1865-1879.
- WEISSHAIDINGER, R.: Schwebstoff- und Phosphordynamik in agrarisch genutzten Landschaftsökosystemen. Oberflächen- und oberflächennahe Transportprozesse in Kleineinzugsgebieten des Basler Tafeljura (Schweiz). - Dissertation Geographisches Institut Universität Basel, Basel 2007: 1-134. [Erscheint 2007 als *Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeographie*].
- ZUIDEMA, P.: Die Hydraulik der Abflußbildung bei Starkniederschlägen - Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. - *VWA-Mitteilungen* ETH Zürich 79 (1985): 1-162.

Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung
für diffuse Nährstoffeinträge im
Hotzenwald / Südschwarzwald

Inauguraldissertation

zur
Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie
vorgelegt der
Philosophisch- Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Philipp Schneider

aus Illmensee/Baden (Deutschland)

Basel, 2007

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
auf Antrag von Prof. Dr. Dr. h.c. Hartmut Leser (Universität Basel)
und Dr. habil. Dietrich Borchardt (Universität Kassel)

Basel, den 01. November 2006

Prof. Dr. H.-P. Hauri
(Dekan)

*Für die beiden, die mir das Leben schenkten,
und die, die mir das Leben schenkte.*

Vorwort

„Wer weiss, muss das Wagnis des Irrrens auf sich nehmen, das Wissen entwickelt sich durch seine Irrtümer, dem Glauben ist Zweifeln ein Feind, eine Anfechtung. Der Wissende weiss, dass er weit weniger weiss, als er zu wissen glaubt.“

Friedrich Dürrenmatt (1921 - 1990), aus „Gedankenfuge“ 1992

Feldarbeit ist ein „schmutziges Geschäft“; die Qualität der Daten wirkt sauber auf Papier aufgelistet homogener, als in Gedanken an all die Probleme im Gelände. Der Vorteil von Feldarbeit liegt darin, dass man an vielem zweifelt – an den (unzureichenden) Methoden, am (mangelhaften) Systemverständnis, an den (eigenen) Daten – dass man lernt, dass man weniger weiss, als man zu wissen glaubt; insofern ist ein *Erkenntnisgewinn im Dürrenmatt’schen Sinne* unbestreitbar. Häufig sind die gewonnenen Erkenntnisse nicht in harten Zahlen fassbar, sondern bilden einen Erfahrungsschatz der Irrtümer, der Beschränkungen und der Defizite hinsichtlich Feldmethoden, Datenerhebung, Prozessidentifikation und Systemverständnis. Sie vermitteln jedoch ein ausgeprägtes Gefühl, was mit den Daten möglich ist – und mehr noch, was nicht! – d. h. wie belastbar die generierten Daten sind. Neben diese „Grenzerfahrung“ tritt die *Erfahrung der Komplexität der natürlichen Realität* der untersuchten Naturphänomene, oft ernüchternd, gelegentlich inspirierend, immer jedoch faszinierend und motivierend.

Modellierer hingegen glauben ihren Modellen und (müssen es) noch mehr den ihnen zur Verfügung gestellten Daten. Jedes Modell steht und fällt mit der Qualität seiner Daten. Wird – wie schon seit erschreckend langer Zeit – überwiegend in Modellentwicklung investiert, ohne gleichermassen Systemverständnis und Datenerhebung¹ zu verbessern, werden aus Kostengründen Messnetze immer weiter ausgedünnt, anstatt sie strategisch künftigen Anforderungen anzupassen, dann entsteht eine Disbalance, die wissenschaftlichen Erkenntnisgewinn *und* praktischen Nutzen beschränkt. Modelle sollten weit mehr dem zukünftigen Erkenntnisgewinn, als der Verifizierung der Vergangenheit dienen (was bisher jedoch eher die Ausnahme als die Regel ist).

¹Z.B. durch optimierte Monitoringstrategien, neuartige Messtechniken oder durch räumlich und zeitlich höher aufgelöste Daten.

”Modells are not to fit the data, but to sharpen the questions.”

Gerade an den Universitäten muss ein intensiver Dialog zwischen *Experimentalist* und *Modellierer*² stattfinden, um Modelle – bzw. das zugrundeliegende Systemverständnis – iterativ *der Realität*, d. h. der Vielfalt der Zustände des betrachteten Naturphänomens – anzupassen, anstatt *nur* den vorhanden Daten. Gerade an den Universitäten sollten Modelle nicht nur unter Berücksichtigung flächenhaft verfügbarer Daten entwickelt und angewendet werden, sondern verstärkt zur Entwicklung und Überprüfung von Hypothesen und intelligenten Monitoringstrategien eingesetzt werden und auch als Basis für detaillierte Experimente und längerfristige Studien dienen.

Der Wissenschaft fehlt jedoch häufig der erforderliche *lange Atem*, um längerfristige Studien in Forschungsgebieten – gar in verschiedenen räumlichen Dimensionen – durchzuführen; *finanziell*, aufgrund der immer knapper werdenden Mittel; *personell*, infolge des ausgedünnten Mittelbaus und der hohen Fluktuation der wissenschaftlichen Mitarbeiter. So sind in Doktorarbeiten mehrjährige Messdaten schon lange nicht mehr die Norm. Infolge des Publikationsdrucks werden in kurzen Messperioden Experimente in überschaubarem Massstab – also im Labor oder sehr kleinräumig im Gelände – in feinen Nuancen durchexerziert. Besonders in den Geowissenschaften finden aber die zu untersuchenden Naturphänomene überwiegend in anderen räumlichen und zeitlichen Dimensionen statt.

Für Geowissenschaftler liegt der Schatz des Wissens meistens im Boden vergraben – und dies meist tiefer als man denkt – auch wenn oft nur an der Oberfläche gekratzt wird. Der viel zitierte *Oberflächenabfluss* verdankt seine Verbreitung auch vielen, zumindest aus hydrologischer Sicht, oberflächlichen Betrachtungen.

Langfristige experimentelle Arbeiten – wie die vorliegende Dissertation mit selbst erhobener, dreijähriger Datengrundlage – sind in Deutschland leider nur noch vereinzelt möglich; die Arbeit in einer Gruppe von Praktikern verschiedener geowissenschaftlicher Couleur war deshalb ein besonderes Erlebnis. Als „Wissenschafts-Asylant“ gilt mein Dank der Schweiz, die neben hervorragenden Arbeitsbedingungen auch den notwendigen *langen Atem* für intensive Feldforschungen bietet und dabei den Unterhalt einer Familie während eines Doktorats ermöglicht.

²In der Hydrologie spricht man in diesem Zusammenhang auch von *nassen* und *trockenen* Hydrologen.

Dank

Die Offenheit und die anpackende Art der Säckinger und Rickenbacher, die rauhe, wunderbare Landschaft des Hotzenwalds sowie viele Episoden und Erinnerungen, die mich mit Euch verbinden, haben sich tief in mein Gedächtnis eingeprägt. Viele haben zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen, im Gelände, im Labor, in der Werkstatt, in der Bibliothek, im Büro. Mein herzlicher Dank gilt besonders:

Michael Hauns, Paul Königer, Jochen Wenninger (Hydrologie)
Markus Weiler (Forsthydrologie)
Oliver Kaiser, Werner Konold (Landespflege)
Reinhold Jahn, Jaqueline Modesti (Bodenkunde)
Michael Glaser, Jan-Henning Ross, Miriam Virost (Geowissenschaftler)
Erwin Fink, Klara Hallgrímsdóttir (Übersetzer)

Edith Beising, Rosmarie Gisin, Christian Katterfeld, Randy Koch,
Hartmut Leser, Rainer Weissshaidinger (Physiogeographie)
Günter Bing, Andreas Christen, Irene Lehner, Mathias Müller, Eberhard
Parlow, Roland Vogt (Meteorologie)
Paul Müller (Technik und Werkstatt)
Marianne Caroni, Heidi Strom, Thomas Herzog (Wasser- und Bodenkunde)
Lena Baumann (Kartographie)
Heike Schmidt (Bibliothek)

Josef Allgeier, Helmut Allgeier, Bernhard Nopper (Landwirte)
Herbert Felber (Wassermeister, Gemeinde Rickenbach)
Rudolf Bäumle, Georg Keller, Johannes Schneider (Gemeinde Rickenbach)
Ralf Däubler, Alfred Hottinger (Stadt Bad Säckingen)
Ingrid Hohmann, Wolf Pabst (Gewässerdirektion Waldshut)
Bernhard Grimm (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau)
Hans Güde (Institut für Seenforschung)
Andreas Schmidt (Schluchseewerk AG)

Euch allen ein herzliches Dankeschön bzw. merci vielmal!

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Wasserrahmenrichtlinie	1
1.2	Diffuse Nährstoffeinträge	2
1.3	Arbeitsgruppe	4
2	Untersuchungsgebiet	5
2.1	Naturräumliche Lage	5
2.1.1	Relief	5
2.1.2	Gewässer	8
2.2	Klima	10
2.2.1	Klimatische Verhältnisse	10
2.2.2	Niederschlagsverteilung	10
2.2.3	Witterung	11
2.3	Geologische Verhältnisse	12
2.3.1	Geologische Verhältnisse allgemein	12
2.3.2	Hydrogeologische Situation	13
2.3.3	Hydrochemische Verhältnisse und Fliessgewässertypen	15
2.4	Böden	16
2.5	Vegetation und Landnutzung	17
2.5.1	Kulturlandschaftswandel	17
2.5.2	Naturpark	17
2.5.3	Forst- und Teichwirtschaft	17
2.5.4	Gewerbe und Fremdenverkehr	18
2.5.5	Anthropogene Einflüsse	19
2.6	Hydrologische Verhältnisse	20
2.6.1	Abflusshöhe	20
2.6.2	Abflussregime	20
2.6.3	Hauptwerte	20
2.7	Zusammenfassende Bewertung	21
3	Methodik	23
3.1	Theoretische Grundlagen	23
3.1.1	Ereignisdefinition	25

3.1.2	Analyse der Hochwasserereignisse	26
3.1.3	Abflusskomponenten	27
3.2	Tracermethoden	30
3.2.1	Gelöste Kieselsäure	32
3.2.2	Fluoreszenztracer Uranin	33
3.2.3	Stabile Isotope (^{18}O , 2H)	34
3.3	Feldmethoden	36
3.3.1	Wasserstands- und Abflussmessung	37
3.3.2	Klima und Niederschlag	38
3.3.3	Wassertemperatur	39
3.3.4	Hydrochemie	39
3.3.5	Probenahmestrategie	40
3.3.6	Niederschlagsbeprobung	42
3.3.7	Sedimentbeprobung	42
3.3.8	Bodenbeprobung	43
3.4	Labormethoden - Wasseranalytik	43
3.4.1	Probenvorbereitung	43
3.4.2	Physikalisch-chemische Parameter	44
3.4.3	Phosphor	45
3.4.4	Stickstoff	47
3.4.5	Organischer Kohlenstoff	47
3.4.6	Ionen (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , K^+)	48
3.4.7	Gelöste Kieselsäure	48
3.4.8	Fluoreszenztracer	49
3.4.9	Stabile Isotope	49
3.4.10	Schwebstoff	50
3.5	Labormethoden - Bodenanalytik	51
3.5.1	Probenvorbereitung	51
3.5.2	Phosphor im Boden	51
3.5.3	Organischer Kohlenstoff im Boden	51
3.5.4	Bodensäulenexperimente	52
3.6	Ganglinienseparation	52
3.6.1	Ganglinienseparation mit rekursiven digitalen Filtern	52
3.6.2	Ganglinienseparation mit natürlichen Tracern	53
3.7	Statistische Verfahren	55
3.7.1	Korrelationsanalyse	55
3.7.2	Quantifizierung punktförmiger Einträge	55
4	Ergebnisse	57
4.1	Hypothesen	61
4.2	Bilanzen	64
4.2.1	Frachten	66
4.2.2	Punktquellen	68
4.3	Ereignisse	68

4.3.1	Statistik	89
4.3.2	Hydrochemismus	93
4.3.3	Typisierung/Klassifizierung	94
4.3.4	Ganglinienseparation	94
4.4	Experimente	96
4.4.1	Uranin	97
4.4.2	Deuterium/Gülle	102
4.5	Fazit	103
5	Diskussion	107
5.1	System- und Prozesshierarchie	107
5.1.1	Hydrologische Konzepte	108
5.1.2	Hydrologische System- und Prozesshierarchie	111
5.1.3	Phosphormobilisierung und Transport	114
5.2	Stoffbilanzen	118
5.2.1	Probenahmestrategie	118
5.2.2	Frachten	118
5.3	Überprüfung der Hypothesen	121
5.3.1	Abflussbildung und Abflusskonzentration	121
5.3.2	Diffuse Phosphor-Quellen	125
5.3.3	Phosphortransport	129
6	Schlussfolgerungen	133
6.1	Methodische Aspekte	133
6.2	Prozesse	135
6.3	Speicher/Diffuse P-Quellen	146
6.4	Forschungsbedarf	147
7	Zusammenfassung	149
8	Summary	153

Abbildungsverzeichnis

1	Arbeitsgebiete der Forschungsgruppe.	III
2.1	Lage des Hotzenwalds.	6
2.2	Tektonik des Untersuchungsgebiets.	7
2.3	Das Einzugsgebiet des Bergsees.	9
3.1	Vernetzung von vertikalen und lateralen Fließwegen.	29
4.1	Landschaftswasserhaushalt und seine Vernetzung.	58
4.2	Übersicht bzw. Gliederung Kapitel 4.	61
4.3	Standortregelkreis für diffuse Phosphoreinträge.	62
4.4	Relevante Skalen für die Untersuchung von diffusen Phosphor- einträgen.	63
4.5	Böden im Rüttebachtal.	63
4.6	<i>P</i> -Konzentrationen aus Stichproben und abflussproportiona- len Mischproben am Pegel Schneckenbach-Altbach.	65
4.7	Monatsbilanzen des Niederschlags, Abflusses und der Phos- phorfracht für den Pegel Schneckenbach-Altbach.	66
4.8	Monatsbilanzen des Niederschlags, Abflusses und der Phos- phorfracht für den Pegel Schöpfbach-Bergsee.	67
4.9	Übersicht der beprobten Ereignisse.	69
4.10	Karte der Einzugsgebiete Schneckenbach und Rüttebach.	70
4.11	Karte der Einzugsgebiete Schneckenbach und Rüttebach.	71
4.12	Rüttebach-Zusammenfluss – Ereignis 16.10.2002.	76
4.13	Schneckenbach-Zusammenfluss – Ereignis 16.10.2002.	77
4.14	Rüttebach-Zusammenfluss – Ereignis 06.06.2003.	78
4.15	Schneckenbach-Zusammenfluss – Ereignis 06.06.2003.	79
4.16	Rüttebach-Zusammenfluss – Ereignis 06.05.2004.	80
4.17	Schneckenbach-Zusammenfluss – Ereignis 06.05.2004.	81
4.18	Rüttebach-Zusammenfluss – Ereignis 09.05.2004.	82
4.19	Schneckenbach-Zusammenfluss – Ereignis 09.05.2004.	83
4.20	Rüttebach-Brücke – Ereignis 02.06.2004.	85
4.21	Rüttebach-Zusammenfluss – Ereignis 02.06.2004.	86
4.22	Schneckenbach-Zusammenfluss – Ereignis 02.06.2004.	87

4.23	Rüttebach-Zusammenfluss – Ereignis 22.07.2004.	88
4.24	Schneckenbach-Zusammenfluss – Ereignis 22.07.2004.	89
4.25	Ganglinieseparation für das Ereignis am 16.10.2002.	94
4.26	Ganglinieseparation für das Ereignis am 02.06.2004.	95
4.27	Jahresgang 2002-2004 von ^{18}O und Silikat.	96
4.28	Luftbild des Rüttebachtals mit Versuchsfläche.	98
4.29	Photo Uranin-Tracerapplikation am 25.05.2004.	99
4.30	Prognostizierter Tracerdurchgang.	100
4.31	Tracerdurchgang des Experiments vom 25.05.2004.	100
4.32	Niederschlag, Grundwasserstand, Abfluss und Tracerkonzentrationen des Experiments vom 25.05.2004.	101
4.33	Isotopengehalte und Hydrochemismus des Grundwassers für das Experiment am 02.06.2004.	104
4.34	Isotopengehalte in Niederschlag, Grundwasser und Abfluss für das Experiment am 02.06.2004.	105
5.1	Konzept der variablen abflussbeitragenden Flächen.	109
5.2	Naturräumliche Ordnung.	111
5.3	Hydrotipe und ihre Lage.	113
6.1	Vernetzung von vertikalen und lateralen Fliesswegen.	136
6.2	Infiltration, Abflussbildung und Abflusskonzentration.	137
6.3	Photo Makroporen.	138
6.4	Photo return flow aus Makroporen.	138
6.5	Photo Makroporendichte.	139
6.6	Photo return flow aus Maulwurfgang.	139
6.7	Abflussbildung bei Hochwasser.	142
6.8	Hydrologische und hydraulische Vernetzung.	144
6.9	Regelkreis der Abflussbildung und Abflusskonzentration.	145

Tabellenverzeichnis

2.1	Niederschlagsstationen im Südschwarzwald.	11
2.2	Landnutzung in Teileinzugsgebieten des Vorderen Hotzenwalds	18
2.3	Abflussverhältnisse im Südschwarzwald	21
2.4	Vergleich der Teileinzugsgebiete Rüttebach und Schneckenbach	22
3.1	Abflussbildungsprozesse	28
3.2	Abflusskomponenten	29
3.3	Eingeschaften von Uranin	34
3.4	Eingeschaften der Isotope	35
4.1	24 h-Starkniederschlagssummen des Südschwarzwalds.	69
4.2	Übersicht der Ereignisse 2002-2004 am Rüttebach.	72
4.3	Übersicht der Ereignisse 2002-2004 am Schneckenbach.	73
4.4	Korrelationen aller Ereignisse 2002-2004.	90
4.5	Korrelationen aller Konvektiveignisse 2002-2004.	91
4.6	Korrelationen aller Advektiveignisse 2002-2004.	91
4.7	Parameter des Tracerversuchs vom 25.05.2004.	101
5.1	<i>P</i> -Jahresfrachten.	119

Abkürzungsverzeichnis

$^{\circ}$ Grad, geographische Breite bzw. Länge

$^{\circ}C$ Grad Celsius

$^{\circ}dH$ Wasserhärte in Grad deutscher Härte

A Advektive Ereignis

A_{Eo} Einzugsgebietsgrösse (oberirdisch)

A_h Mineralischer Oberboden, **A**-Horizont mit Anreicherung von **H**umus
(< 15 Gew.-% org. Substanz)

A_l Mineralischer Oberboden, **A**-Horizont mit **L**essivierung (Auswaschung von Tonpartikeln bzw. Tonverlagerung)

a annual (engl.) Jahr *oder* Parameter, korrespondierend mit der Grundwasserrezessionskonstante []

α Leerlaufkoeffizient (Quellen) bzw. Grundwasserrezessionskonstante

AAS Atom-Absorptions-Spektrometrie

AG Aktien-Gesellschaft

$AG_{Ew,N,P}$ einwohnerspezifische N - bzw. P -Fracht [$g\ d^{-1}$]

Ag Argentum (lat.) Silber

AL Amoniumlaktat-Essigsäure (Extraktionsmethode)

ARA Abwasserreinigungsanlage

$ARA_{N,P}$ N - bzw. P -Jahresfracht der ARA [$kg\ a^{-1}$]

Art. Artikel

AS Abschwemmung

at. Atom, auch at.% Isotopenkonzentration bezogen auf Atome [%]

ATV (Deutsche) Abwassertechnische Vereinigung

ATV-DVWK Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall
e. V.

AW Auswaschung

B_t Mineralischer Unterboden, **B**-Horizont mit **T**onanreicherung (Akkumulation von eingewaschenem Ton)

B_v Mineralischer Unterboden, **B**-Horizont mit **V**erbraunung, Verlehmung (Eisenoxidation, Mineralneubildung)

B_{vt} Mineralischer Unterboden, **B**-Horizont mit **V**erbraunung und **T**onanreicherung

b_k Basisabfluss zum Zeitschritt k

BAP_{CO_2} Bioavailable Phosphorus (CO_2 -Extractable)

BASF Badische Anilin- und Soda-Fabrik

Bf Bodenfeuchte [%]

BF base flow (engl.) Basisabfluss

BFI base flow index (engl.)

BFI_{max} maximaler BFI

BR Pegel Rüttebach-Brücke (oberes Teileinzugsgebiet des Rüttebachs)

BUWAL (Schweizer) Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft

BW Bodenwasser

BWG (Schweizer) Bundesamt für Wasser und Geologie

BWI Bodenwasserintrusion

bzgl. bezüglich

bzw. beziehungsweise

C Carbon (engl.) Kohlenstoff [$mg\ l^{-1}$]

C_{org} organic Carbon (engl.) organischer Kohlenstoff

C_{anorg} anorganic Carbon (engl.) anorganischer Kohlenstoff

C_{tot} total Carbon (engl.) gesamter Kohlenstoff ($C_{org} + C_{anorg}$)

c_{x1} Concentration (engl.) Konzentration des Tracers in 1. Abflusskomponente (s. Q_{x1})

c_{x2} Concentration (engl.) Konzentration des Tracers in 2. Abflusskomponente (s. Q_{x2})

c_{ges} Concentration (engl.) Konzentration des Tracers in beiden Abflusskomponenten (s. Q_{ges})

CA Correlation analysis

ca. circa (lat.) ungefähr

CF-IRMS Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer (engl.)

chem. chemisch(e)

Cl Chlor [$mg\ l^{-1}$]

cm Zentimeter

cPa s Zentipascalsekunde [$1/100\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$]

D Deuterium

d day (engl.) Tag

DA Düngeart

d. h. das heisst

Diff. Differenz

DIN Deutsches Institut für Normung e. V.

DL Doppel-Laktat (Extraktionsmethode)

DM Düngemenge

DOC Dissolved Organic Carbon (engl.) gelöster C_{org}

DP Dissolved Phosphorus (engl.) gelöster $P\ [mg\ l^{-1}]$

DR Drainage

DRP Dissolved Reactive Phosphorus (engl.) gelöster reaktiver $P\ [mg\ l^{-1}]$

Dung-7 Düngung innerhalb der letzten 7 Tage

Dung-30 Düngung innerhalb der letzten 30 Tage

DVWK Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau

DWD Deutscher Wetterdienst

E East (engl.) Osten

E. coli *Escherichia coli*, Darmbakterium (coliforme Keime)

Eigensch. Eigenschaft(en)

engl. englisch

EP Evaporation

et al. et alii (lat.) und andere

etc. et cetera (lat.) und so weiter

ETP Evapotranspiration

EU Europäische Union

evtl. eventuell

Ew. Einwohner

Ext. Extrakt

F Fluor [*mg l*⁻¹]

Fe Ferrum (lat.) Eisen [*mg l*⁻¹]

f_k Direktabfluss zum Zeitschritt *k*

G_o Mineralbodenhorizont mit **G**rundwassereinfluss; **o**xydiert, zeitweilig grundwassererfüllt, zeitweise belüftet, daher Rostflecken als Folge von Oxidationsprozessen

G_r Mineralbodenhorizont mit **G**rundwassereinfluss; meist grundwassererfüllt, kaum belüftet, reduzierende Verhältnisse, vorherrschend grau als Folge von Eisenreduktion

g Gramm

geogr. geographisch(e)

ges gesättigt

Gew. Gewicht [*g*]

ggf. gegebenenfalls

GOK Geländeoberkante

GW Grundwasser

GwD Gewässerdirektion

GWF Grundwasserflurabstand [*cm*]

GWI Grundwasserintrusion

GWR Groundwater ridging (engl.) beschleunigter oder verzögerter lateraler Matrixfluss in der gesättigten Zone infolge von erhöhtem hydraulischen Gradient

GWS Grundwasserstand [*cm*]

H Organischer Horizont mit einem Anteil > 30 Gew.-% bzw. 60 Vol.-% organischer Substanz, entstanden aus Resten torfbildender Pflanzen an der Oberfläche (**H**umus-Abbau durch Wasser gehemmt, es entsteht Torf)

H Wasserstoff [*mg l*⁻¹]

h hour (engl.) Stunde

h_A Abflusshöhe (Jahr) [*mm* bzw. *mm a*⁻¹]

h_N Niederschlagshöhe (Jahr) [*mm* bzw. *mm a*⁻¹]

- h_V Verdunstungshöhe (Jahr) [mm bzw. $mm\ a^{-1}$]
 ha Hektar
 hPa Hektopascal
 HHQ höchster Hochwasserabfluss (gesamte Zeitreihe) [$m^3\ s^{-1}$ bzw. $l\ s^{-1}$]
 HHq höchste Hochwasserabflussspende (gesamte Zeitreihe) [$mm\ h^{-1}$]
HL large head (engl.) Flume mit breitem Messquerschnitt
 Hm Höhenmeter [m]
HO Hortonian overland flow (engl.) Infiltrationüberschuss
 HQ Hochwasserabfluss (Jahr) [$m^3\ s^{-1}$ bzw. $l\ s^{-1}$]
 Hq Hochwasserabflussspende (Jahr) [$mm\ h^{-1}$]
 Hq_2 Hochwasserabflussspende (2-jährlich) [$mm\ h^{-1}$]
 Hq_5 Hochwasserabflussspende (5-jährlich) [$mm\ h^{-1}$]
 Hq_{10} Hochwasserabflussspende (10-jährlich) [$mm\ h^{-1}$]
HRU hydrologic response unit (engl.) hydrologisch homogen reagierende Fläche
 HW Hochwasserstand [cm]
- i Variable (Indexzähler) [-]
IC Ionenchromatographie
IHP International Hydrologic Program (engl.) Forschungsprogramm der UNESCO
II 2. (d. h. wiederholtes) Auftreten desselben Horizonts im Bodenprofil
IK Infiltrationskapazität [$mm\ h^{-1}$]
INF Infiltration
int. international
InZ Interzeption
IRMS Isotope Ratio Mass Spectrometer (engl.)
ISN Pegel Altbach/Schneckenbach
ISP Pegel Bergsee/Schöpfebach
- K** Konvektive Ereignis
 K Kalium [$mg\ l^{-1}$]
 k Nummer des Zeitschritts
 k_f gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens [$mm\ h^{-1}$]
KA Kapillarer Aufstieg

Ku Kulturarten

kg Kilogramm

l Liter

λ Wellenlänge [*nm*]

lat. lateinisch

LAWA (Deutsche) Länderarbeitsgemeinschaft Wasser

LfU Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg

Lf Luftfeuchte [%]

LF elektrische Leitfähigkeit [$\mu S\ cm^{-1}$]

LWW (Bayrisches) Landesamt für Wasserwirtschaft

M Molar

m Meter

μg Mikrogramm

μm Mikrometer

μS Mikrosiemens

max. maximal(e)

MF Macropore flow (engl.) Makroporenfluss (vertikal)

mg Milligramm

MHQ Mittlerer Hochwasserabfluss [$m^3\ s^{-1}$ bzw. $l\ s^{-1}$]

MHq Mittlere Hochwasserspende [$mm\ h^{-1}$]

MHW Mittlerer Hochwasserstand [*cm*]

min Minute

min. minimal(e)

Mio Million(en)

ml Milliliter

mm Millimeter

MNQ Mittlerer Niedrigwasserabfluss [$m^3\ s^{-1}$ bzw. $l\ s^{-1}$]

MNq Mittlere Niedrigwasserspende [$mm\ h^{-1}$]

MNW Mittlerer Niedrigwasserstand [*cm*]

mol Mol

MP Makropore(n)

MQ Mittlerer Abfluss [$m^3 s^{-1}$ bzw. $l s^{-1}$]

Mq Mittlere Abflusssspende [$mm h^{-1}$]

MR Muldenrückhalt

MTF Matrix trough flow (engl.) Matrixfluss

MW Mittlerer Wasserstand [cm]

MW Megawatt

N Norden

N Nitrogen (engl.) Stickstoff [$mg l^{-1}$]

n Variable (Zahlenreihe) [-]

Na Natrium [$mg l^{-1}$]

NE Nordosten

NI Niederschlagsintensität

NM Niederschlagsmenge

nm Nanometer

NN Normalnull

NNQ niedrigster Niedrigwasserabfluss (gesamte Zeitreihe) [$m^3 s^{-1}$ bzw. $l s^{-1}$]

NNq niedrigste Niedrigwasserabflusssspende (gesamte Zeitreihe) [$mm h^{-1}$]

NQ Niedrigwasserabfluss (Jahr) [$m^3 s^{-1}$ bzw. $l s^{-1}$]

Nq Niedrigwasserabflusssspende (Jahr) [$mm h^{-1}$]

NS Niederschlag [mm]

NW Nordwesten

O Sauerstoff [$mg l^{-1}$]

oberfl. oberflächen-

OHP Operational Hydrological Program (engl.) Forschungsprogramm der UNESCO

Ord. Ordnung

org. organisch

P Phosphor [$mg l^{-1}$]

PF Pipe flow (engl.) Röhrenfluss (lateral)

pH Konzentration an Oxonium-Ionen [-]

phys. physikalisch(e)

PK Perkolation

POC Particulate Organic Carbon (engl.) partikulärer C_{org}

ppb Parts per Billion (engl.) Milliardenstel

ppm Parts per Million (engl.) Millionenstel

PRF Preferential flow (engl.) Präferentieller Fluss

PTF Piston flow (engl.) Abfluss infolge von hydrostatischem Impuls

PW Pressure wave (engl.) Abfluss infolge von pneumatischem Impuls

Q Abfluss [$m^3 s^{-1}$ bzw. $l s^{-1}$]

Q_{x1} 1. Abflusskomponente

Q_{x2} 2. Abflusskomponente

Q_{ges} gesamter Abfluss (beide Abflusskomponenten)

Q_p probenahmeauslösender Abfluss [$m^3 s^{-1}$ bzw. $l s^{-1}$]

q Abflusspende [$mm h^{-1}$]

R Isotopenverhältnis [-]

R_k Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN

REA representative elementary area (engl.) repräsentative Elementarfläche

resp. respektive

RF Return flow (engl.) Wiederaustritt von Boden- bzw. Grundwasser

RZ Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (Mündung in Schneckenbach)

S Süden

S Schwefel [$mg l^{-1}$]

s Sekunde

s. siehe

SE Südosten

SF Slow subsurface flow (engl.) langsamer unterirdischer Abfluss

Si Silikat bzw. Silizium [$mg l^{-1}$]

SOF Saturation overland flow (engl.) Sättigungsflächenabfluss

s.o. siehe oben

SS Suspended sediment (engl.) Schwebstoff [$mg l^{-1}$]

SSF Subsurface storm flow (engl.) schneller unterirdischer Abfluss

SSW Schluchseewerk AG

SW Südwesten

SZ Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (Mündung Rüttebach)

T Jährlichkeit bzw. Wiederkehrintervall [a]

t Zeit [s]

T_a Air Temperature (engl.) Lufttemperatur [$^{\circ}C$]

T_b Bodentemperatur [$^{\circ}C$]

T_w Water Temperature (engl.) Wassertemperatur [$^{\circ}C$]

TOC Total Organic Carbon (engl.) gelöster C_{tot} [$mg\ l^{-1}$]

TP Transpiration

TP Total Phosphorus (engl.) Gesamt- P [$mg\ l^{-1}$]

TP_{KNO_3} Total Phosphorus KNO_3 -extractable (engl.) [$mg\ l^{-1}$]

u. und

ü. über

u. a. unter anderem

überw. überwiegend

UNESCO United Nations Educational Scientific and Cultural Organization

unges. ungesättigt

USDA United States Department of Agriculture

UV Ultra violet (engl.) Ultravioletter Wellenlängenbereich [nm]

V Vegetation

v. von

v. a. vor allem

Vol. Volumen

VIS Visible (engl.) sichtbarer Wellenlängenbereich [nm]

V_p Probenahmeauslösendes Durchflussvolumen [m^3]

VSA Variable Source Area Concept (engl.)

VSMOW Vienna Standard Mean Ocean Water (Isotopenstandard) [‰]

W Westen

W Wasserstand [*cm*]

W_p probenahmeauslösender Wasserstand [*cm*]

Wi Wind

WMO World Meteorological Organisation

WRRL Wasserrahmenrichtlinie

WTW Wissenschaftlich-Technische Werkstätten

Y_k Yield (engl.) Gesamtdurchfluss zum Zeitschritt *k* [*m*³ *s*⁻¹ bzw. *l* *s*⁻¹]

Z Düngezeitpunkt

z. B. zum Beispiel

z. T. zum Teil

ZU_{N,P} *N*- bzw. *P*-Zulauffracht der ARA [*g* *d*⁻¹]

Kapitel 1

Einführung

„Im Herzen hörte er die Stimme sprechen, die neu erwachte, und sie sagte ihm: Liebe dieses Wasser! Bleibe bei ihm! Lerne von ihm! O ja, er wollte von ihm lernen, er wollte ihm zuhören. Wer dies Wasser und seine Geheimnisse verstünde, so schien ihm, der würde auch vieles andere verstehen, viele Geheimnisse, alle Geheimnisse.“

Hermann Hesse (1877 - 1962), aus „Siddhartha“ 1923

1.1 Wasserrahmenrichtlinie

Mit Einführung der **EU-Wasserrahmenrichtlinie** (WRRL, EUROPÄISCHE UNION 2000) im Jahr 2000 ist zukünftig eine flusseinzugsgebietsbezogene Gewässerbewirtschaftung europaweit umzusetzen. An erster Stelle wird als Ziel die *„Vermeidung einer weiteren Verschlechterung sowie Schutz und Verbesserung des Zustands der aquatischen Ökosysteme und der direkt von ihnen abhängenden Landökosysteme und Feuchtgebiete im Hinblick auf deren Wasserhaushalt“* genannt (Art. 1a, Richtlinie 2000/60/EG; EUROPÄISCHE UNION 2000). Art. 4 verlangt von den Mitgliedstaaten *„spätestens 15 Jahre nach Inkrafttreten dieser Richtlinie ... einen guten Zustand der Oberflächengewässer zu erreichen.“* Als zentrales Instrument sieht die WRRL die Erstellung von integrierten Bewirtschaftungsplänen für Flusseinzugsgebiete vor. Grundlagen sind nach Art. 5

- eine Analyse der Merkmale,
- eine Überprüfung der Auswirkungen menschlicher Tätigkeiten auf den Zustand der Oberflächengewässer und des Grundwassers und
- eine wirtschaftliche Analyse der Wassernutzung der Flussgebietseinheiten gemäß den Anhängen II und III.

Darauf aufbauend sollen zukünftig Massnahmenprogramme zum Erreichen der Ziele erstellt und realisiert werden. Die Umsetzung der WRRL verlangt eine ökologische Gewässergüteklassifikation, basierend auf Referenz-Gewässertypen, die die unterschiedlichen naturraumtypischen Lebensgemeinschaften repräsentieren.

Als Grundlage in Deutschland dient das Arbeitsverfahren der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA 2000a), dessen Typisierung der Oberflächengewässer lediglich auf einer einfachen Beschreibung der wichtigsten abiotischen und geomorphologischen Merkmale basiert. In der verwendeten Typologie, die sich stark an der biotischen Struktur im Gewässer selbst orientiert (vgl. BRAUKMANN 2001), bleiben die Böden mit ihrer aktuellen Pflanzenbestockung sowie die differenzierten Fliesswege im Einzugsgebiet als Verbindung zwischen Böden und Gewässern weitgehend unberücksichtigt. Besonders die oberflächennahen Transportwege an Hängen können den Gewässerchemismus wesentlich beeinflussen und die aufgrund des geologischen Untergrunds zu erwartenden Bedingungen stark modifizieren (FEGER 2003).

1.2 Diffuse Nährstoffeinträge

Sollen die in der WRRL definierten Ziele bezüglich der nachhaltigen Verbesserung der Wasserqualität erreicht werden, sind künftig verstärkt Massnahmen zur Verringerung von diffusen Stoffeinträgen notwendig. Anhand von Bilanzierungsrechnungen wurde festgestellt, dass vor allem die Emission von Phosphor(*P*)- und Stickstoff(*N*)-Verbindungen aus der Landwirtschaft erheblich zur Gewässerbelastung beitragen (BRAUN et al. 1997, PRASUHN et al. 1996, PRASUHN 1997, 1994). Da dieser Nährstoffeintrag in die Gewässer (Immission) vorwiegend über diffuse Pfade erfolgt, bereitet die Quantifizierung bzw. die messtechnische Erfassung der transportierten Stoffmengen erhebliche Schwierigkeiten. Jedoch sind derartige Kenntnisse erforderlich, um gezielt Minderungsstrategien entwickeln zu können bzw. die Wirksamkeit von bereits vorgenommenen Massnahmen zu prüfen (MEISSNER 2005).

Im Vergleich zur *P*-Modellierung – basierend auf statisch-räumlichen Faktoren – sind Arbeiten, welche die zeitliche *P*-Dynamik hoch auflösend untersuchen, unterrepräsentiert (HAYGARTH et al. 2004). Ohne detailliertes Prozessverständnis ist trotz intensiven Monitorings keine Evaluierung der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen (z. B. *Ökomassnahmen*¹) auf Einzugsgebietsebene möglich (LAZZAROTTO et al. 2005). LAZZAROTTO et al. (2005) folgern, dass für Untersuchungen der *P*-Dynamik bzw. des *P*-Exports von Einzugsgebieten ein mehrjähriges Monitoring mit hoher zeitlicher Auflösung bei allen Abflusssituationen erforderlich ist.

¹Schweizer Fachbegriff.

Um P -Transportprozesse zu verstehen und ggf. Gegenmassnahmen zu treffen, ist die Bestimmung von Schwellenwerten der Aktivierung der verschiedenen hydrologischen Transportpfade erforderlich. Diese Transportpfade sind keinesfalls statisch, sondern es können – je nach Rahmenbedingungen – ganz unterschiedliche Pfade dominieren. Von zentraler Bedeutung ist das Wissen, bei welchen Schwellenwerten der Schwerpunkt von unterirdischem Abfluss zu Oberflächenabfluss oder von Matrix- zu Makroporenfluss wechselt. Diese Faktoren steuern die P -Mobilisierung, bestimmen den P -Transport und letztlich damit auch die P -Fracht (HEATHWAITE & DILS 2000). Allein die in einem Einzugsgebiet ausgebrachte Düngemenge (P -Input) ist ein schlechter Prediktor für die am Pegel dieses Gebiets gemessenen P -Frachten (P -Output) oder die limnoökologisch wichtigen Konzentrationen an gelösten reaktiven P (dissolved reactive phosphorus, DRP^2). Entsprechend ist das Augenmerk verstärkt auf die hydrologisch-pedologisch bedingte Variabilität der P -Emissionen einzelner Felder bzw. Schläge zu richten (LAZZAROTTO et al. 2005, 2006).

Phosphoreinträge aus landwirtschaftlichen Böden in Oberflächengewässer stehen in direkter Beziehung zur Anreicherung von überschüssigem, verfügbarem P aus jahrzehntelanger Düngung. Dies ist speziell auf Dauergrünland in Gebieten mit intensiver Viehhaltung der Fall, wo P über lange Zeit im Überschuss zum Pflanzenbedarf ausgebracht wurde. Da Weiden und Dauergrünland in der Regel nicht gepflügt werden, führt dies zu sehr hohen Gehalten an verfügbarem P in der obersten Bodenschicht (0–2 cm), die in direkter Beziehung zu hohen P -Konzentrationen im Oberflächen- bzw. oberflächennahen Abfluss stehen (SCHÄRER 2003).

In den Blickpunkt der Öffentlichkeit gelangen langjährig erhöhte Nährstoffeinträge (P und N) infolge signifikanter ökologischer Beeinträchtigungen aquatischer Systeme – am offensichtlichsten im Falle anthropogen bedingter, stark beschleunigter Primärproduktion (*Eutrophierung*) in Seen. Das Wachstum von Phytoplankton und aquatischen Makrophyten ist meist durch die P -Verfügbarkeit limitiert (VOLLENWEIDER 1968). Seen – bzw. ihr *Trophiezustand* – spiegeln als natürliche Indikatoren die anthropogenen Belastung von aquatischen Systemen wider, indem sie Stoffflüsse einerseits über das ganze Einzugsgebiet integrieren (Konvergenz) und andererseits über längere Zeiträume (Monate bis Jahre) bilanzieren. Seensedimente ermöglichen als *Limnoarchive* Einblicke in die Geschichte des Stoffhaushalts ihres Sees und der Landnutzung in dessen Einzugsgebiet. Der Bergsee bei Bad Säckingen ist ein klassisches Beispiel für einen anthropogen eutrophierten See (CHRISTEN et al. 1998, LESER et al. 1999, LESER & SCHNEIDER-SLIWA 2003) und war zugleich „See des Anstosses“ für die vorliegende Arbeit.

² DRP ist infolge seiner Pflanzenverfügbarkeit besonders eutrophierungswirksam.

1.3 Arbeitsgruppe

In der Abteilung Physiogeographie und Landschaftsökologie des Geographischen Instituts der Universität Basel hat die Erforschung funktionaler Zusammenhänge von Geoökosystemen in der topischen Dimension eine lange Tradition. Im Mittelpunkt steht dabei nach wie vor einerseits die Identifizierung – und möglichst auch Quantifizierung – von Prozessen, Speichern und Steuerfaktoren (Regler) einschliesslich ihrer Wechselwirkungen³ sowie andererseits der holistische Forschungsansatz (u. a. LESER 1997; MOSIMANN 1984, 1985). Die Schwerpunkte der diversen Arbeitsgruppen sind bzw. waren u. a. Bodenerosion, Stoff- und Wasserhaushalt, Polar-, Limno- und Auenökologie. Die in der aktuellen Arbeitsgruppe *Angewandte Landschaftsökologie in ländlichen Räumen* entstandenen Arbeiten sind dabei eng vernetzt und aufeinander abgestimmt:

- Dissertation R. Weissshaidinger (Bodenerosion und Nährstoffemissionen),
- Dissertation P. Schneider (Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge),
- Dissertation C. Katterfeld (Bedeutung von Bachsedimenten für den Phosphorhaushalt),
- Dissertation R. Koch (Geoökologische Prozesse und Retentionsfunktion der Uferzone).

³Landschaftsökologische Komplexanalyse (MOSIMANN 1984).

Kapitel 2

Untersuchungsgebiet

„*Tales sunt aquae qualis terra per quam fluunt.*“
Die Gewässer sind so wie das Land, durch das sie fließen.

Plinius der Ältere (röm. Naturphilosoph 23 - 79 n. Chr.)

2.1 Naturräumliche Lage

Im Dreiländereck im äussersten SW Deutschlands gelegen, befindet sich das Untersuchungsgebiet Bergsee im Südschwarzwald. Nach der Naturräumlichen Gliederung von MEYNEN & SCHMITHÜSEN (1956) wird das Untersuchungsgebiet dem *Südöstlichen Schwarzwald* zugeordnet. Dem Hochschwarzwald schliesst sich nach SE eine von Schluchten gegliederte Hochflächenlandschaft – der *Hotzenwald* – an. Naturräumlich handelt es sich beim Hotzenwald um eine sanft nach SE abgedachte, von Fliessgewässern mässig zerschnittene Hochfläche des Schwarzwälder Rumpfschollengebirges (SCHWENDEMANN 1985). Das Einzugsgebiet des Bergsees liegt auf dem Eggberg, einem von Wehra- und Murgschlucht begrenzten Höhenrücken des *Südlichen Hochflächenschwarzwalds* (REICHELT 1964).

2.1.1 Relief

Der Hotzenwald besteht aus schluchtartigen, bis zur Sohle bewaldeten Tälern und dazwischen liegenden, flachkuppigen Höhenrücken. Tektonische Strukturen prägen das Relief und gliedern die Landschaft des Hotzenwalds (LESER 1979 a, b, 1985 a, b):

- Im N teilt die *Vorwaldverwerfung* den Vorderen Hotzenwald – auch Vorwald genannt – vom Hinteren Hotzenwald.
- Im W begrenzt die *Bruchzone von Wehr* den Vorwald zum Dinkelberg.
- Im S trennt die *Eggbergverwerfung* den Vorwald vom Hochrheintal.

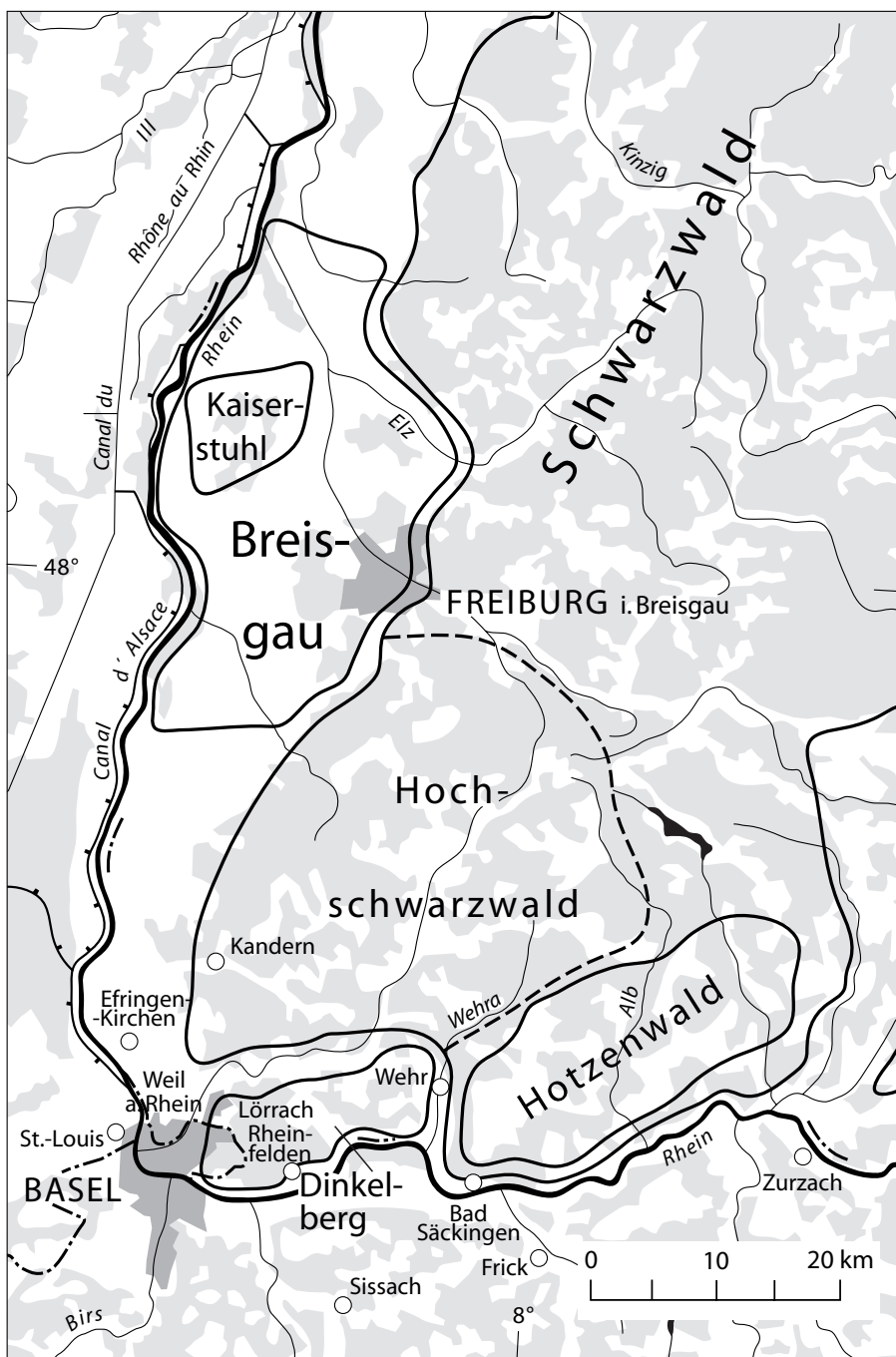


Abbildung 2.1: Lage des Hotzenwalds (nach LIEDTKE 1994, verändert).

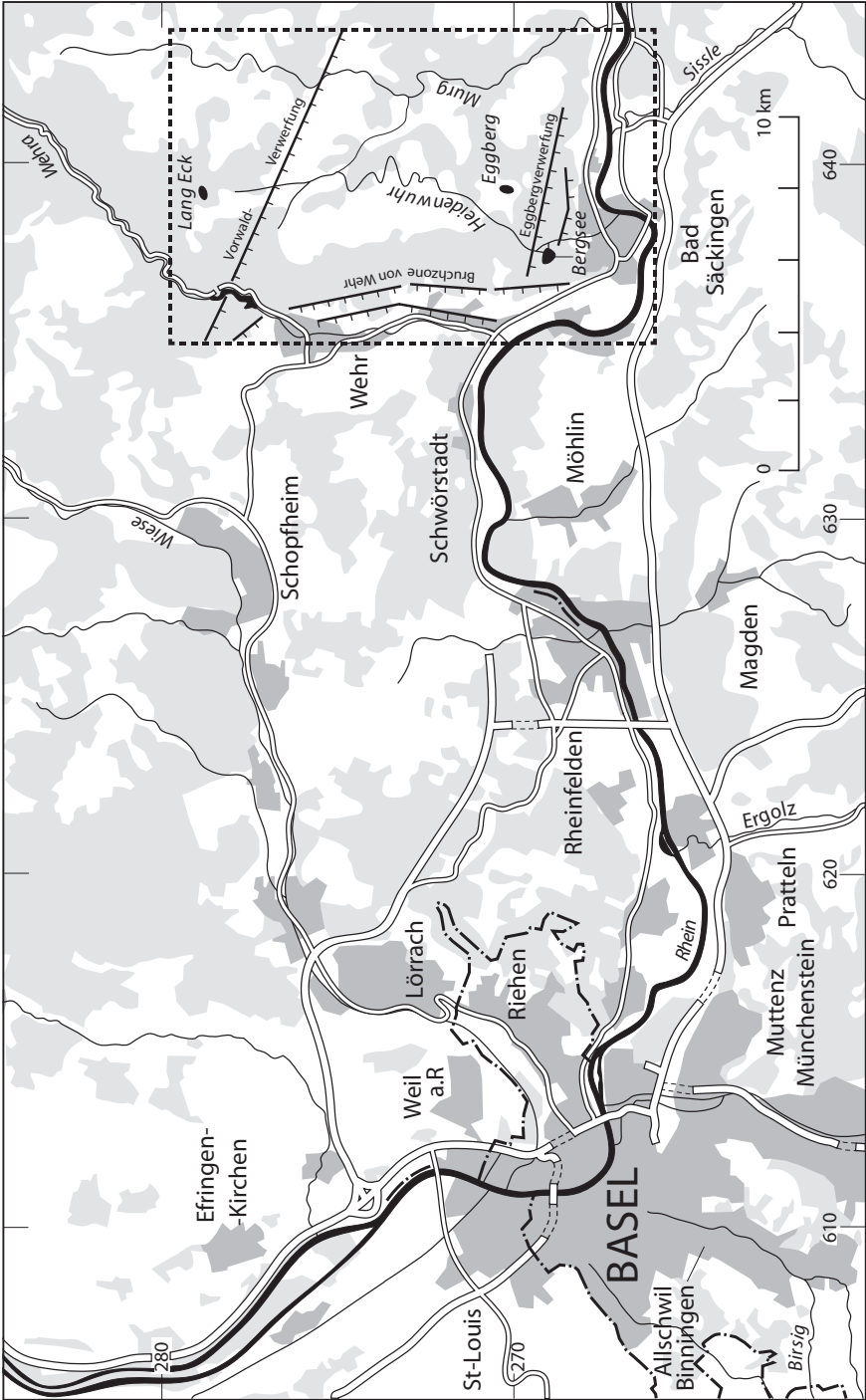


Abbildung 2.2: Tektonik des Untersuchungsgebiets (Gebiet gestrichelt).

Die Hochfläche des Hotzenwalds senkt sich treppenförmig vom Feldberggebiet nach S zum Hochrhein. Das Gebiet fällt dadurch in mehreren Staffeln von 1200 auf 300 *m* NN ab. Als Scharnier für die unterschiedlichen Bewegungsabläufe zwischen Vorwaldscholle und dem übrigen Hotzenwald diene die Schwächezone der Vorwaldverwerfung. Besonders markant ist die Bruchstufe Wehr, die als Steilrand W des Vorwalds ausgebildet ist. Sie besitzt eine morphologische Höhendifferenz von fast 540 *m* (METZ 1980).

Zur Zeit des Riss-Glazials stiessen im Hochrhein- und Wehratal die Schwarzwaldgletscher auf die alpinen Vorlandgletscher. Während des Würm-Glazials war der Vordere Hotzenwald hingegen nicht vereist, er stand jedoch unter *Periglazialeinfluss*. Das Relief des Hotzenwalds spiegelt seine Entstehungsgeschichte von der jungtertiären Herauswölbung und den damit verbundenen tektonischen Einflüssen über den quartären Wechsel von Vereisung und Periglazialeinflüssen bis hin zur heute noch wirksamen linienhaften Erosion der Fliessgewässer wider.

2.1.2 Gewässer

Charakteristisch für den Südschwarzwald (LIEHL & SICK 1980) sind die nach S zum Hochrhein entwässernden Flüsse und Bäche und eine schwarzwaldtypisch hohe Gewässernetzdichte. Eine regionale Besonderheit des Hotzenwalds sind die Wuhre (KONOLD et al. 1994). Der Begriff Wuhr stammt vom mittelhochdeutschen *wuor* bzw. *wuere*, was laut Mittelhochdeutschem Lexikon (LEXER 1920) *Ableitung von Wasser* bedeutet und einen Damm oder einen künstlich von zwei Dämmen eingefassten Wasserlauf bezeichnet.

Das Einzugsgebiet des Bergsees gliedert sich in drei Teilgebiete:

- Schneckenbach,
- Heidenwuhre und
- Schöpfebach.

Der Schneckenbach entspringt in 957 *m* Höhe ca. 500 *m* S des Hornbergspeichers der Schluchseewerk AG. Nach ca. 4 *km* Fliessstrecke wird ein Teil des Abflusses in das im Mittelalter angelegte *Heidenwuhre* abgezweigt und entlang des W Talhangs geleitet. Das Heidenwuhre nimmt zahlreiche Quellbäche auf und entwässert über die natürliche Wasserscheide in den Oberlauf des Schöpfebachs, der bei Bad Säckingen in den Hochrhein mündet. Im Unterlauf des Schöpfebachs wird ein Teil seines Wassers geregelt (Stellfalle) in einen kurzen Kanal und durch einen Stollen in den Bergsee abgeleitet. Bei mittlerer Wasserführung wird das Wasser des Schneckenbachs grösstenteils vom Heidenwuhre aufgenommen, bei Hochwasser hingegen strömt der überwiegende Teil des Abflusses seinem natürlichen Lauf folgend zur Murg (Regelung durch zwei Stellfallen).

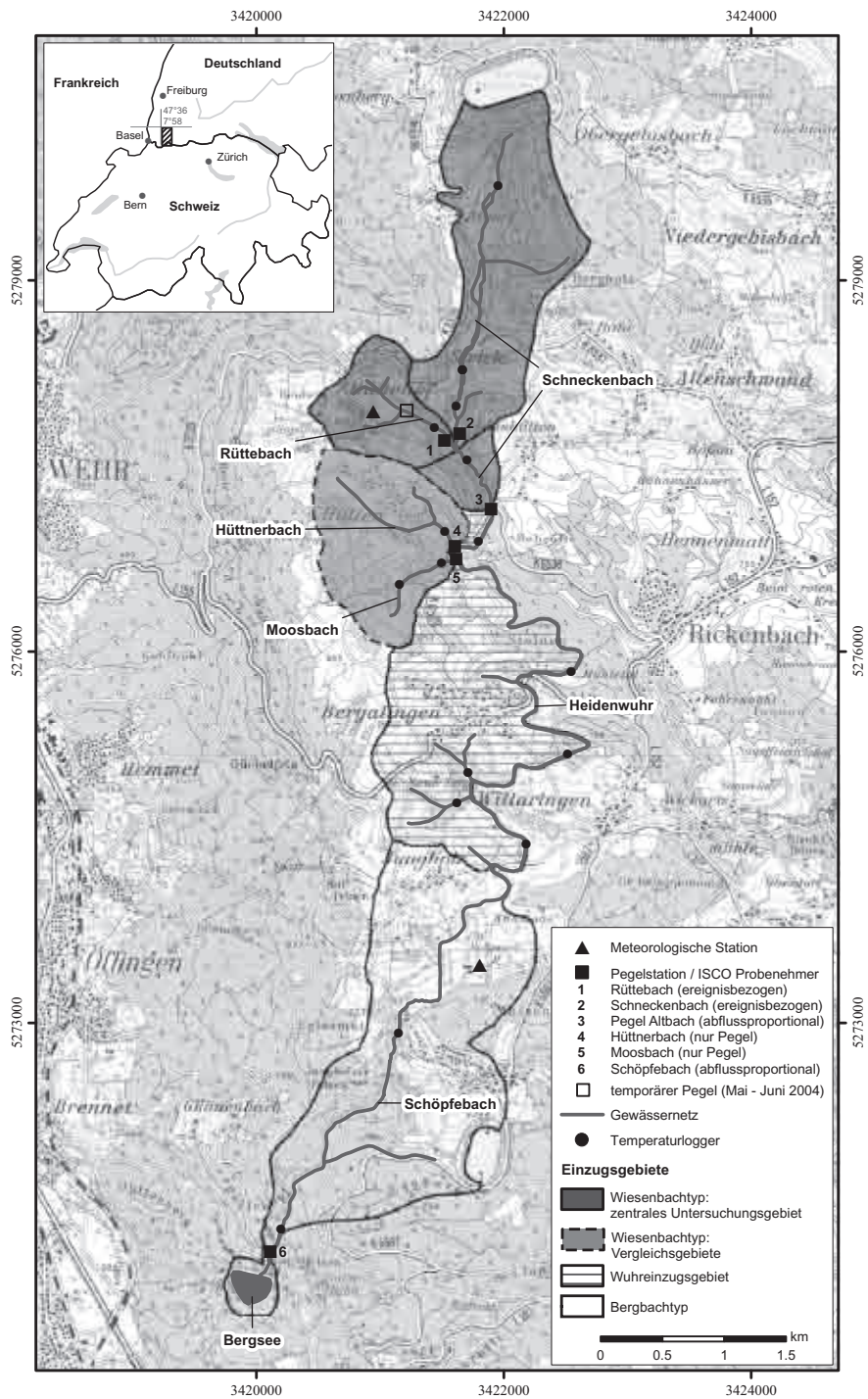


Abbildung 2.3: Das Einzugsgebiet des Bergsees.

2.2 Klima

2.2.1 Klimatische Verhältnisse

Südwestdeutschland liegt oft im Grenzbereich zwischen der kalten Polarluft des Islandtiefs und der feuchtwarmen Subtropikluft des Azorenhochs und erlebt deshalb etwa 120 mal im Jahr mit Niederschlägen verbundene Frontdurchzüge (SCHUHWERK 1988, HAVLIK 1982). Die häufigen maritimen Wetterlagen prägen das niederschlagsreiche und kühle Klima des Schwarzwalds. Es wird als *humid bis perhumid* bezeichnet und dem subatlantischen Übergangstyp zwischen ozeanischem und kontinentalem Klima zugeordnet.

Die mittleren Jahresniederschläge betragen in den Hochlagen des Südschwarzwalds ca. 1500 - 2000 mm/a, in den Niederungen des Hochrheintals zwischen 800 und 1200 mm/a. Der Jahresgang der Niederschläge weist ein sommerliches Hauptmaximum sowie ein winterliches Sekundärmaximum auf. Regenreichster Monat auf den Höhenrücken ist der Juli. Die hohen Niederschlagsmengen im Sommer werden durch kräftige, meist lokal begrenzte Gewitterregen hervorgerufen. Im Spätherbst und Frühling sind Inversionswetterlagen häufig (PARLOW & ROSNER 1997).

Die Jahresmitteltemperaturen bewegen sich zwischen 4.5 °C in den Hochlagen des Schwarzwalds und 9 °C im Rheintal. Wärmster Monat ist der Juli, die niedrigsten Temperaturen werden im Januar erreicht. Der Winter ist in den Hochlagen meist lang und schneereich (PARLOW & ROSNER 1997). Dabei variieren die Schneehöhen und somit das in der Schneedecke gespeicherte Wasservolumen in erheblichem Masse von Jahr zu Jahr. Die Schneeschmelze im Frühjahr prägt das *nivo-pluviale Abflussregime*.

2.2.2 Niederschlagsverteilung

Die mittlere Jahressumme des Niederschlags nimmt im Hotzenwald dem Relief entsprechend mit steigender Meereshöhe nach N hin zu. Durch das Vorherrschen der regenbringenden Westwinde erhalten die im W gelegenen Hochtäler und Bergrücken mehr Niederschlag als der E des Hotzenwalds. Hohe Jahressummen (im Mittel 1400 - 1900 mm) kennzeichnen den Vorderen Hotzenwald. 2/3 des Niederschlags kommt zum Abfluss, da die Verdunstung aufgrund der Höhenlage von über 800 m eher gering ist.

In der Karte von RUDLOFF (1977) trennt das Wiesental den Südschwarzwald in einen W Bereich Schauinsland-Malsburg-Marzell und ein E Gebiet Hinterzarten-Göhrwil mit Jahresniederschlägen jeweils über 1800 mm. Für den Vorderen Hotzenwald weist RUDLOFF maximale Niederschläge unter 1600 mm aus, die zum Hochrhein hin auf 1000 mm abnehmen. In der Karte von KLEIN (1994) ergeben sich deutlich grössere Gradienten vom Hotzenwald zum Hochrhein; die für den Vorderen Hotzenwald angegebenen Niederschlagssummen sind entsprechend um ca. 200 mm höher als in den Karten

von PEPPLER (1922, 1933), SCHIRMER (1953), RUDLOFF (1977) und METEO FRANCE (1994). Messungen des Schluchseewerks am Hornbergbecken bestätigen die Karte von KLEIN (s. Tab. 2.1).

Das Niederschlagsmaximum liegt meist im Frühsommer (Juni-Juli), wobei vor allem im Mai und Juni kräftige *Konvektiveignisse* niedergehen. Ein sekundäres Maximum im Spätherbst/Frühwinter (November-Januar) wird durch *advective Niederschläge* infolge von Frontdurchzügen hervorgerufen. Die Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet des Schneckenbachs zeigt – infolge der ausgeprägten Luv- und Lee-Effekte – sowohl im Jahresdurchschnitt als auch bei Einzelereignissen eine starke räumliche Heterogenität.

Tabelle 2.1: Ausgewählte Klima- und Niederschlagsstationen im Südschwarzwald. — DWD: Deutscher Wetterdienst, SSW: Schluchseewerk AG.

	Einheit	Säckingen*	Egg	Jungholz	Rickenbach	Hottingen	Hütten	Rütthof	Hornberg	Segeten	Todtnoos*	Schopfheim
Stationsdaten												
Geogr. Breite	[°]	47°34	47°36	47°36	47°37	47°38	47°37	47°38	47°39	47°40	47°44	47°39
Geogr. Länge	[°]	07°56	07°58	07°58	07°59	08°00	07°57	07°57	07°58	08°01	08°00	07°50
Höhe	[m NN]	355	735	728	750	708	870	850	1030	879	781	376
Entfernung v. Rütthof	[km]	8.0	5.0	4.5	2.5	4.0	1.0	0.0	3.0	6.5	12.5	8.0
Lage v. Rütthof	[]	S	S	S	SE	E	S	x	N	NE	N	W
Station im Einzugsgebiet	[]	x	ja	ja	x	x	ja	ja	ja	x	x	x
Betreiber/Datenherr	[]	DWD	DWD	SSW	DWD	DWD	DWD	Uni Basel	SSW	DWD	DWD	DWD
Datenreihe von-bis	[Jahr]	1871-2004	1964-1971	1971-2004	1955-1964	1955-1957 1961-1970	1871-1950	2002-2004	1979-1998	1871-2004	1871-1950 1957-2004	2002-2004
Jahresniederschläge (Jan-Dez.)												
Gesamte Reihe	[mm]	1049.8	1319.0	1321.3	1509.0	1486.6	1354.0	1396.3	1888.4	1654.6	1975.3	1127.7
max. Jahressumme	[mm]	1644.0	1586.0	1833.0	1774.0	1964.0	x	1749.0	2378.0	2516.0	2726.0	1361.7
min. Jahressumme	[mm]	621.0	897.0	814.0	1364.0	1169.0	x	1103.0	1383.8	1086.0	1136.0	864.3
1971-2000	[mm]	1111.3	x	1316.2	x	x	x	x	x	1662.3	1970.1	x
1871-1950	[mm]	1006.0	x	x	x	x	1354.0	x	x	1622.0	1979.0	x
1949-2001	[mm]	1115.0	x	x	x	x	x	x	x	1698.0	x	x
1980-1998	[mm]	1121.9	x	1329.3	x	x	x	x	1888.4	1737.9	2055.4	x
2002	[mm]	1380.8	x	1537.7	x	x	1749.0	x	2122.8	2300.8	1361.7	
2003	[mm]	767.2	x	840.4	x	x	1108.0	x	1343.5	x	864.3	
2004	[mm]	1045.0	x	1225.8	x	x	1332.0	x	1810.8	1729.6	1157.0	
Mittel 2002-2004	[mm]	1064.3	x	1201.3	x	x	1396.3	x	1759.0	2015.2	1127.7	
max. Tagessumme 2002-2004	[mm]	54.1	x	72.7	x	x	84.8	x	80.0	114.3	85.9	
Tagessumme 03.06.2004	[mm]	54.1	x	72.7	x	x	84.8	x	33.0	34.4	85.9	

2.2.3 Witterung

Betrachtet man den Witterungsverlauf für die untersuchten Jahre von 2002 bis 2004, so ist festzustellen, dass die interanuelle Variabilität dieser eigentlich recht kurzen Periode ein ungewöhnlich breites Spektrum abdeckt. Das Nassjahr 2002 war vom extrem niederschlagsreichen Herbst geprägt – allein im Oktober und November fielen ca. 600 mm Niederschlag (> 1/3 der Jahressumme der Station Rütthof). Der „Jahrhundertsommer“ dominierte das Trockenjahr 2003 mit lang anhaltender Trockenheit und aussergewöhnlich grosser Hitze von Mai bis September (bis 34 °C in 900 m NN). 2004 entspricht einem Normaljahr, wobei das trockene Frühjahr für den leicht unterdurchschnittlichen Jahresniederschlag verantwortlich ist (s. Tab. 2.1).

2.3 Geologische Verhältnisse

2.3.1 Geologische Verhältnisse allgemein

Die Beschreibung der geologischen Verhältnisse orientiert sich an METZ (1980) und GEYER & GWINNER (1991), die der Hydrogeologie an GRIMM & PRIER (1997). Der Schwarzwald ist ein aus Gesteinen unterschiedlichen Alters aufgebautes kristallines Grundgebirge, das im Laufe der Geschichte von zahlreichen tektonischen Ereignissen beeinflusst und geformt wurde. Die metamorphen Serien wurden seit dem Präkambrium bis in das Teritär und Quartär mehrfach von tektonischen Beanspruchungen erfasst und immer wieder überprägt. Störungszonen, Verwerfungen, Faltungen, Schieferungen und Klüfte gliedern das Grundgebirge in ein Mosaik einzelner Schollen. Diese Beanspruchungen lockerten den Gesteinsverband und führten im Zusammenspiel mit Verwitterungsvorgängen zur *Vergrusung* und damit zu einem Zersatz der Gesteine, dem *Regolith*.

Wie im übrigen Schwarzwald sind auch im Hotzenwald innerhalb des Grundgebirges ältere prävariskische und jüngere variskische Gesteinstypen und Strukturen zu unterscheiden. Der schildförmige Aufstieg des Schwarzwalds im Tertiär (Obereozän und Unteroligozän) im Zusammenhang mit der Bildung des Oberrheingrabens leitete die Entwicklung der Schichtstufenlandschaft im E des Gebirges ein. Die stärkere Herauswölbung des Südschwarzwalds sorgte für ein verschieden tiefes Einbrechen und Absacken an den Bruchzonen und liess ein 3-5° nach SE gekipptes Schollenmosaik mit rascher Abfolge einzelner Stufenränder entstehen.

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet entlang des Schneckenbachs, des künstlich angelegten Heidenwuhrs und des Schöpfebachs bilden hauptsächlich *Albtalgranit* und Gneisanatexite, vereinzelt auch Syenite, Oberrotliegend-Gesteine und Buntsandstein. Der Schneckenbach entspringt im Gneisanatexitgebiet (Typ Hauensteiner Murgtal) nördlich der Vorwaldstörung unterhalb des Hornbergbeckens. SE von Atdorf fliesst der Bach für ca. 600 m durch eine Syenitzone (Ausläufer der Vorwaldstörung), bevor er E Rüttehof die Vorwaldstörung quert und den Albtalgranit erreicht, in dem sich auch der gesamte künstliche Wasserlauf des Heidenwuhrs bis zum Kühmoos bewegt. Der Schöpfebach fliesst anfangs ebenfalls im Albtalgranit, bevor er W Egg kurz über Gneisanatexit in den Bereich des Oberrotliegenden (Röt) gelangt und die Eggbergverwerfung quert. Bei Bergalingen und Jungholz wird der Albtalgranit lokal vom oberen Buntsandstein überlagert.

Das vorherrschende Gestein im Bergsee-Einzugsgebiet ist der Albtalgranit, gefolgt von den Gneisanatexiten. Die anderen Gesteine nehmen nur geringe Flächenanteile ein. Auf den Hochflächen des Hotzenwalds wie an den Talhängen ist der Albtalgranit meist tiefgründig zergrust. Der längs seiner Korngrenzen in die Einzelminerale zerfallene Granit – wobei die Kalifeldspäte meist nur randlich angewittert sind – wird als *Berglesand* bezeichnet.

Im zergrusten Albtalgranit liegen oft grosse rundlich-knollige und in ihrem Inneren noch verhältnismässig frische Blöcke, die der pleistozänen Verwitterung besser widerstanden haben (METZ 1980). Der Berglesand bildet das typische Substrat der Bäche des Vorderen Hotzenwands.

2.3.2 Hydrogeologische Situation

Im Südlichen Schwarzwald deckt Quellwasser weitgehend den Wasserbedarf von kleineren Städten, Dörfern, Weilern und Einzelgehöften. Es lassen sich aufgrund der morphologischen und hydrogeologischen Situation der Wasservorkommen und ihrer Einzugsgebiete drei Quelltypen unterscheiden (GRIMM & PRIER 1997):

- Hangschuttquellen,
- Kluftquellen und
- Verwitterungsdeckenquellen.

Verwitterungsdeckenquellen sind im Untersuchungsgebiet der häufigste Quelltyp, reine Hangschuttdecken treten kaum auf.

Kluftquellen

Kluftquellen werden in aller Regel von einem räumlich ausgedehnten Kluftsystem im Grundgebirge gespeist. Die Schüttungsänderungen sind infolge des grossen Kluftwasserpeichers eher gering. Wegen der intensiven Klüftung ist das Gestein besonders an Störungen verwitterungsanfällig (STOBER 1990). Die Vielzahl von Quellaustritten im Bereich der Vorwaldstörung ist auf die drainierende Wirkung dieser Verwerfung zurückzuführen. Die Zergrusung des Albtalgranits wird offenbar begünstigt durch die zerrüttende Wirkung der Störung (GRIMM & PRIER 1997).

Verwitterungsdeckenquellen

Dieser Quelltyp kommt vor allem im Bereich der Hochflächen des Hotzenwands vor. Die Quellen befinden sich häufig an den Rändern der mit 5 bis 10 % nach S-SE geneigten Verebnungsflächen, die von den für den Hotzenwald typischen *in situ*-Grusdecken überlagert werden. Einzugsgebiet ist das flach ansteigende Gelände über den Quellaustritten. Grundwasserleiter sind die mehrere Meter mächtigen Grundgebirgsgrusmassen. Stauer ist das frische Gestein in der Tiefe. Die Schüttung der Verwitterungsdeckenquellen ist, im Gegensatz zu den Hangschuttquellen, aufgrund des meist flach geneigten Grundwasserspeichers und der z. T. mehrere Meter mächtigen ungesättigten Zone ziemlich ausgeglichen. Die *niedrigen Leerlaufkoeffizienten*

von $\alpha = 0.003\text{--}0.005\text{ d}^{-1}$ liegen in der Grössenordnung von denen der Kluftquellen in Trockenzeiten.

Die Schüttungskonstanz dieser Wasservorkommen und die verhältnismässig hohe Mindestschüttung von über 1.0 l/s sowie langsame und kontinuierliche Schüttungsabnahmen bei Trockenwetter sind typisch und zeigen, dass der Grundwasserspeicher nur langsam ausläuft und relativ gross ist. Die verhältnismässig grossen Schüttungsquotienten ($Nq:Hq$) liegen zwischen 0.1 und 0.5. Die Reaktion auf Niederschläge ist bei Schüttung und Temperatur, ausgenommen bei extrem feuchter Witterung (z. B. November 2002), sehr gedämpft und zeitlich verzögert. Die Wässer der Verwitterungsdeckenquellen sind infolge des relativ guten Schutzpotentials der Überdeckung hygienisch meist einwandfrei. Ihre Einzugsgebiete sind wegen des flach nach S und SE fallenden Geländes und der sehr unterschiedlich mächtigen Gesteinsgrusdecke oft nicht so klar abgrenzbar wie die der Hangschuttquellen. Es gibt Mischtypen, vor allem zwischen Verwitterungsdecken- und Hangschuttquellen, im Störungsbereich auch zu Kluftquellen (GRIMM & PRIER 1997).

Grundwasserleiter Berglesand

Der Albtalgranit ist auf den Hochflächen verbreitet, aber nicht überall, tiefgründig vergrust. Die Tiefe der Vergrusung ist dabei sehr verschieden. Sie reicht von wenigen Metern bis über 30 m (Bohrprotokolle der Schluchseewerk AG: Hornberg-Speicherbecken, Bohrloch 30). Die Oberfläche des unvergrusten „gesunden“ Granits kann somit ein ausgeprägtes Relief aufweisen. Gesteinsgrus – der *Berglesand* – und das anstehende Festgestein kommen nicht selten im selben Aufschluss nebeneinander vor. Im Gesteinsgrus sind häufig Granitwollsäcke anzutreffen (GRIMM & PRIER 1997). Die Gesteinsstruktur sowie die Klüftung des ursprünglichen Gesteins sind trotz dieser intensiven Verwitterung im Grusmaterial meistens noch klar erkennbar (ULLMANN 1960, HUBER & HUBER-ALEFFI 1984). Die tiefgründige Vergrusung im Bereich des Schwarzwalds soll nach REICHELT (1960) im Quartär, nach ULLMANN (1960) im Tertiär erfolgt sein.

Der Berglesand hat wegen der deutlichen Schluffanteile von 5–15 % einen mittleren k_f -Wert im Bereich von 10^{-4} m/s (DUSSCHNEIDER 1988). MELLERT (1989) ermittelte im Gesteinsgrus des Albtalgranits mit dem Einschwingverfahren einen k_f -Wert von $9 \cdot 10^{-5}\text{ m/s}$. DUSSCHNEIDER (1988) ermittelte anhand der Kornverteilung ein k_f -Wert von $2 \cdot 10^{-4}\text{ m/s}$ bis $7 \cdot 10^{-4}\text{ m/s}$. Dieser Grundwasserleiter hat einen recht homogenen, gleichmässig sich entleerenden Poren- und Feinkluftraum. Seine Alimentierung aus der vergleichsweise mächtigen ungesättigten Zone ist verzögert und zeitlich gedehnt. Es entsteht dadurch ein sehr gleichförmiger Abfluss. Die ermittelten Anteile der unterirdischen Abflüsse an den Niederschlägen liegen in der Grössenordnung von 33–46 % (GRIMM & PRIER 1997).

2.3.3 Hydrochemische Verhältnisse und Fließgewässertypen

Quellen

Der Chemismus der Wässer ist ähnlich dem der anderen Grundgebirgsquellen, wobei der Lösungsinhalt wegen der grossen inneren Oberfläche des Grusaquifers und langer Verweilzeiten oft etwas höher ist (z. T. $> 100 \mu S/cm$). Die Quellwässer des Vorderen Hotzenwalds sind überwiegend sehr weich, mineralstoffarm und ihrer schwachen Pufferung entsprechend aggressiv. Die niedrige elektrische Leitfähigkeit von unter $100 \mu S/cm$ belegt die allgemein sehr geringe Mineralstoffführung; die Gesamthärte liegt für gewöhnlich unter $2^\circ dH$ (GRIMM & PRIER 1997). Die Chlorid- und Nitratkonzentrationen des Wassers aller Quelltypen des Hotzenwalds unterliegen infolge von Streusalzeinsatz und landwirtschaftlicher Düngung gewissen Schwankungen. Die ziemlich geringen Nitratkonzentrationen von meist unter $10 mg/l$ sind auf die Lage der Quellen von oft über $800 m$ NN zurückzuführen, wo intensive Landwirtschaft nur noch selten betrieben wird. Wenn jedoch stark gedüngt wird, können die Nitratkonzentrationen auf über $40 mg/l$ ansteigen (GRIMM & PRIER 1997). Nach BIEHLER (1995) lassen sich in Stollenwässern – selbst in grösseren Tiefen – sowohl die landwirtschaftliche Nutzung als auch die Streusalzausbringung deutlich nachweisen, z. B. im Eggbergfensterstollen der Schluchseewerk AG bei Rickenbach (Schwankungen der Chlorid- und Nitrat-Konzentrationen $< 1 mg/l$ bis $> 20 mg/l$).

Bäche

Die Bäche des Vorderen Hotzenwalds sind als silikatreiche, kalkarme Mittelgebirgsbäche zu bezeichnen. Das Geschiebe besteht vorwiegend aus Berglesand und Feinkies, die neben freigespülten Steinen und Blöcken das Substrat der Bäche bilden. Die Bäche des Hotzenwalds entspringen meist in alluvialen Sohlen- oder Muldentälern und haben in ihrem Oberlauf keine grossen Höhenunterschiede zu überwinden. Erst wenn sie die Hochebene verlassen, fallen sie kaskadenartig in die steilen und tief eingeschnittenen Täler. Der Schneckenbach ist im Oberlauf ein Wiesenbach mit vorwiegend geschwungenem, teilweise aber auch mäandrierendem oder verzweigtem Lauf. Der Schöpfebach hingegen verläuft in einem Kerbtal mit gestrecktem Lauf. Hinsichtlich der für die Wasserrahmenrichtlinie erstellten *Fließgewässertypologie* (BRIEM 2002, 2003) gehört der Schneckenbach zu den feinmaterialreichen, silikatischen Mittelgebirgsbächen (Typ 5.1). Der Schöpfebach hingegen ist infolge seines starken Gefälles und der entsprechend erhöhten Schleppspannung eher den grobmaterialreichen, silikatischen Mittelgebirgsbächen (Typ 5) zuzuordnen.

Nach OTTO & BRAUKMANN (1983) und OTTO (1991) gehört der Schneckenbach grösstenteils zu den *Sandauebächen*, abschnittsweise aber auch zu den *Steinauebächen*, beides Subtypen der *Bergbäche*. Die Unterscheidung

bezieht sich vorwiegend auf die Substratdynamik, die im Fall der Steinauebäche aufgrund der steinigen, festgefügtten Bachbettsohle im Hochwasserfall signifikant niedriger als bei den Sandauebächen ist. Der Schöpfbach würde nach dieser Gliederung den *Gebirgsbächen* mit kaskadenförmiger Struktur und hochturbulentem bis schiessendem Abfluss zugeordnet. Das Bachbett besteht vor allem aus grossen, ineinander verkeilten Steinen und Blöcken, deren Zwischenräume mit Kies und Grobsand verfüllt sind.

2.4 Böden

Die Bodengesellschaften des Hochschwarzwalds lassen sich gut in eine höhenzonale Anordnung bringen (STAHR et al. 1994). Das Heidenwuhrläuft höhenzonal in der montanen Stufe 500 bis 900 m NN. Hier befindet sich der Hauptverbreitungsbereich der für den Schwarzwald typischen *sauren Braunerden*. Die Podsolierungstendenz ist im Bereich des Albtalgranits wesentlich geringer als im sich im N bzw. NE anschliessenden Bärhalde- und Schluchsee-Granit. Die Braunerden sind meist über 1 m tief entwickelt und ermöglichen aufgrund hoher Wasserspeicherkapazität und dem bereits erwähnten perhumiden Klima eine gleichmässige Wasserversorgung der Buchen- und Tannenwälder. In extremen Fällen kann es zur Ausbildung von Sauerbraunerden kommen.

Dies ist oft auch dort der Fall, wo ausgedehnte Weidephasen und Streunutzung zu einer Erodierung des Oberbodens geführt haben. Da in dieser Höhenstufe die Wässerwiesennutzung eine sehr hohe Verbreitung hatte, sind häufig kolluvial überlagerte Bodentypen anzutreffen. In dieser Höhenstufe nehmen ebenfalls hangnasse Stellen zu; es kommt zur Bildung von typischen Hanggleyen und Quellgleyen bis hin zur Anmoorgleyen. Gleye, Nassgleye und Anmoore prägen auch die Täler. Bereits beim Übergang von der montanen in die hochmontane Stufe kann es in den Tälern durch hoch anstehendes Grundwasser zur Bildung von *Nassgleyen*, *Moorgleyen* und *Niedermooren* kommen. Die Talbereiche des Schneckenbachs, aus denen das Heidenwuhrläuft abgeleitet wird, sind hiervon betroffen. Grössere Senken und Täler können ebenfalls stärker vermoort sein, so dass über Nieder- und Übergangsmooren vereinzelt auch Hochmoore (z. B. Kühmoos) entstehen bzw. entstanden sind (STAHR et al. 1994). Generell spiegelt sich auch im Boden der Wasserreichtum des Gebiets wider. Häufig sind *Sättigungsflächen* anzutreffen, einerseits in gerinnenahen Tallagen, andererseits in quellnahen Mulden an den Oberhängen.

Aus den anstehenden Gesteinen entwickelte sich im Verlauf der Bodenbildung eine Braunerde-Landschaft (Silikatbraunerden). Es sind vorwiegend kalkarme Böden mit – je nach Ausgangsgestein – unterschiedlichem Nährstoffreichtum. Wichtig sind die Plagioklasgehalte (calcium- und natriumhaltige Feldspäte) der Gesteine, da sie das Basen-Nachlieferungsvermögen und

folglich die Versauerungsneigung der Böden bestimmen (BISCHOFF 2004). Die im Gebiet dominierenden Albgtalgranite haben niedrigere Plagioklasgehalte als die Gneisanatexite.

2.5 Vegetation und Landnutzung

2.5.1 Kulturlandschaftswandel

Bis vor wenigen Jahrzehnten war die Landwirtschaft der Haupterwerbszweig im Hotzenwald. Viehhaltung war dabei von alters her wichtiger als Ackerbau (MOHR 1997, NEUDECKER 2002). Nach 1950 – der Hotzenwald galt damals als Notstandsgebiet – vollzog sich im Hotzenwald eine rasche Umstellung in der Landwirtschaft. Der ohnehin untergeordnete Getreidebau ging zugunsten von Grünlandwirtschaft und Futterbau stark zurück. Kartoffeln werden nur noch für den Eigenbedarf angebaut. Die Zahl der Haupterwerbsbetriebe verringerte sich erheblich – Folge des allgemeinen *Strukturwandels* in der Region (LESER & SCHNEIDER-SLIWA 2003, LESER 2005).

Die Kulturlandschaft des Hotzenwalds ist geprägt durch den Wechsel von Wäldern, Wiesen und Weiden. Ackerbau spielt heute nur noch eine untergeordnete Rolle, die Grünlandnutzung mit Mähwiesen und Weiden dominiert, wobei der Anteil des ökologischen Landbaus zu den höchsten in Baden-Württemberg zählt. Die Rindviehhaltung überwiegt heute noch stärker als früher. Während die Weideflächen abnahmen, stieg der Anteil der Mähwiesen stetig. Weitere Veränderungen im Landschaftsbild ergaben sich durch die Aufgabe der Äcker und die Aufforstung von Ödland und Grenzertragsböden (SCHWINEKÖPER 1997, NEUDECKER 2002).

2.5.2 Naturpark

Das Einzugsgebiet liegt im Naturpark Südschwarzwald. Mit dem Naturpark soll die einzigartige Schwarzwälder Kulturlandschaft erhalten und nachhaltig weiterentwickelt werden. Die Erhaltung dieser vielfältigen und offenen Landschaft durch eine dauerhafte und umweltgerechte Landwirtschaft unter dem Motto „*Schutz durch Nutzung*“ gehört zu den zentralen Anliegen des Parks. Im Zuge dieser Entwicklung hat der ökologische Landbau an Bedeutung gewonnen. Zu den besonders schutzwürdigen Standorten und Lebensräumen gehören die Gebirgsbiotope der Felsen und Blockschutthalden, die naturnahen Bachläufe und Auenwälder, die offenen Moore und Sümpfe sowie die Silikatmagerrasen der Weiden.

2.5.3 Forst- und Teichwirtschaft

Vom Hornbergbecken im N (1050 m NN) zum Hoahrhein (290 m NN) im S des Vorwalds werden mehrere Höhenstufen überschritten. Entsprechend

ändert sich die Zusammensetzung der Vegetation. In den Hochlagen dominieren die Nadelhölzer, insbesondere die Fichte. Mit abnehmender Höhe steigt der Laubwaldanteil stetig. An trockeneren Standorten der mittleren und tiefen Lagen treten z. T. buchengeprägte, reine Laubwälder auf. Die nas-sen Standorte sind nicht immer standortgerecht aufgeforstet, z. T. finden sich im Auebereich, auf staunassen Böden und an Moorstandorten Fichtenmono-kulturen. Dort aufgelassene Torfstiche und gezielt angelegte Teiche wurden für die Fischzucht – in erster Linie Forellen – genutzt. Die Teichwirtschaft hat allerdings im Vergleich zu früher nur eine untergeordnete Bedeutung, da sie nur noch selten aus gewerblichem Interesse betrieben wird.

2.5.4 Gewerbe und Fremdenverkehr

Der Hotzenwald wurde früh industrialisiert (Bergbau, Hammerwerke, Eisen-verhüttung, Textilindustrie, Schneflerei). Heute ist der Fremdenverkehr eine bedeutende Einnahmequelle. Deshalb sind bei zurückgehender Landwirt-schaft zur Sicherung des Landschaftsbilds – und damit zur Sicherung der Erholungseignung – ausreichend Offenflächen zu erhalten. Ziel ist dabei, das standorttypische, von kleinräumigen Wechsell geprägte Nutzungsmosaik zu erhalten bzw. wieder herzustellen.

Tabelle 2.2: Landnutzung in Teileinzugsgebieten des Vorderen Hotzenwalds.

	Einheit	Rütlebach (Mündung)	Schneckenbach (oberhalb Rütlebach)	Schneckenbach (unterhalb Rütlebach)	Schneckenbach (Pegel Altbach)	Hüttnerbach (Mündung)	Moosbach (Mündung)	Heidenwuh (ohne Schnecken- Schöpflebach)	Heidenwuh (oberhalb Schöpflebach)	Schöpflebach (ohne Heidenwuh u. Schneckenbach)	Schöpflebach (Pegel Bergsee)
Landnutzung											
Gründland	[%]	80.2	39.3	46.2	49.1	83.3	58.8	60.0	55.8	22.5	46.7
Wald	[%]	13.9	52.4	45.7	43.2	12.4	33.7	35.0	38.2	75.0	48.2
Feuchtegebiete	[%]	3.4	7.0	8.1	6.3	0.8	6.0	3.0	4.3	2.0	3.7
Siedlung	[%]	1.4	0.4	0.0	0.6	2.0	0.1	1.0	0.9	0.3	0.7
Verkehr	[%]	1.2	0.9	0.0	0.9	1.5	1.5	1.0	1.0	0.3	0.8
Einzugsgebietsparameter											
Einzugsgebietsfläche	[km²]	0.73	2.24	0.27	3.24	0.75	0.56	5.10	8.34	3.10	11.44
Gewässernetz	[km]	1.89	4.30	0.75	6.97	1.22	1.09	9.44	16.40	5.77	22.17
Gewässernetzdichte	[km/km²]	2.59	1.92	2.79	2.15	1.62	1.95	1.85	1.97	1.86	1.94
Länge Hauptgerinne	[km]	0.94	2.99	0.33	3.32	0.50	0.60	8.20	11.52	2.50	14.02
Mittlere Höhe	[m NN]	849	913	822	890	856	851	790	829	550	753
Tiefster Punkt	[m NN]	810	810	795	795	790	790	740	740	405	405
Höchster Punkt	[m NN]	885	1050	865	1050	901	901	901	1050	760	1050
Quellhöhe Hauptgerinne	[m NN]	870	957	810	957	885	875	795	957	700	957
Mittlere Neigung	[°]	6.7	10.0	5.4	8.1	6.5	5.9	5.1	6.4	12.0	7.8
Maximale Neigung	[°]	30.8	32.0	28.5	32.0	30.0	30.0	30.0	35.0	35.0	35.0
Mittl. Gefälle Hauptgerinne	[%]	63.8	49.2	45.5	48.8	190.0	141.7	6.7	23.1	118.0	48.8
Gewässer 1. Ordnung	[]	4	5	1	10	2	3	20	30	9	39
Gewässer 2. Ordnung	[]	1	1	1	3	1	1	3	6	2	8
Gewässer 3. Ordnung	[]	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1
Quotient 1.Ord./2.Ord.	[]	4.0	5.0	1.0	3.3	2.0	3.0	6.7	5.0	4.5	4.9
Quotient 2.Ord./3.Ord.	[]	x	x	1.0	3.0	x	x	3.0	6.0	2.0	8.0

2.5.5 Anthropogene Einflüsse

Wiesenwässerung und historische Wasserkraftnutzung

Schon im Mittelalter wurde das Heidenwuhr angelegt, um Hammerwerke und Mühlen betreiben zu können. Später nutzten die Wuhranlieger das Wasser des Wuhrs zur Wiesenwässerung. Ziel war einerseits, durch Abspülen des Schnees die Vegetationsperiode zu verlängern, andererseits mit dem Wasser den Magerwiesen Nährstoffe zuzuführen. Im 19. Jahrhundert ging dann das Wasserrecht an ein Säckinger Textilunternehmen, das bis in die Achzigerjahre des 20. Jahrhunderts das weiche Schwarzwaldwasser für die Textilproduktion nutzte. In diesem Kontext entstand auch die Überleitung des Schöpfbachs in den Bergsee, der als Vorratsspeicher diente.

Aktuelle Wasserkraftnutzung

Aufgrund der günstigen Gesteinsverhältnisse und der hohen Reliefenergie eignet sich der Hotzenwald hervorragend für die Wasserkraftnutzung (HILDEBRAND & KERN 1989). Im Einzugsgebiet selbst sind zwei Speicherbecken realisiert, ein drittes befand sich in Planung. Das Hornbergbecken (Stauziel 1048 *m* NN, 4.1 *Mio m*³ Speichervolumen) dient als Hochspeicher für das fast 700 *m* tiefer liegende Kavernen- und Pumpspeicherkraftwerk Wehr (Leistung 1000 MW), das Wasser des Eggbergbeckens (Stauziel 730 *m* NN, 2 *Mio m*³ Speichervolumen) wird in das über 400 *m* tiefer liegende Kavernen- und Pumpspeicherkraftwerk Säckingen (360 MW) abgearbeitet. Beide Kraftwerke dienen der Erzeugung von Spitzenstrom und stellen bei Ausfall anderer Kraftwerke die wichtigste Momentanreserve im Bundesgebiet dar.

Rohstoffabbau

Um die gewonnene Energie ins Stromnetz einzuspeisen, wurde 1975 das Umspannwerk Kühmoos gebaut. Hierzu wurde auf einer Fläche von 25 *ha* das bis zu 3.5 *m* mächtige Kühmoos abgetorft. In diesem auf Gneis entstandenen Hochmoor wurde zuvor schon seit dem 19. Jahrhundert Torf gestochen. Im Mittelalter hatte auch der Abbau von Sandstein für Mühlsteine bei Bergalingen regionale Bedeutung. Darüber hinaus diente neben dem Sandstein v. a. der Albtalgranit als Baustein für die Hotzenhäuser. Eher unbedeutet war der Abbau von Lehm zwischen Bergalingen und Hütten.

Siedlungswasserwirtschaft

Die Siedlungsabwässer im Untersuchungsgebiet werden über eine Trennkanaalisation gesammelt und der ausserhalb des Untersuchungsgebiets liegenden zentralen Abwasserreinigungsanlage (ARA) Wickartsmühle zugeleitet. Eine Ausnahme bildet die ARA Rüttehof (ca. 220 Einwohnergleichwerte),

die über den Vorfluter Rüttebach in den Schneckenbach entwässert. Die ARA Egg entwässert über das Eggbergbecken direkt in den Hochrhein. Wegen der Trennkanalisation sind Hochwasserentlastungen im Gebiet sehr selten. Beispielsweise sprang die Hochwasserentlastung der ARA Rütthof selbst beim Starkregen am 02.06.2004 ($> 80\text{ mm}$ Niederschlag) *nicht* an.

2.6 Hydrologische Verhältnisse

Das Gewässernetz des Südschwarzwalds ist aufgrund der Gesteins- und Reliefverhältnisse parallel angelegt; die Gewässernetzdichte ist dabei schwarzwaldtypisch hoch. Die Region gehört zu den wasserreichsten und abflussstärksten in ganz Deutschland (s. Tab. 2.3).

2.6.1 Abflusshöhe

Die mittlere jährliche Abflusshöhe der Gewässer des Hotzenwalds gehören mit z.T. über 1200 mm zu den höchsten des gesamten Schwarzwalds. Dies entspricht schätzungsweise 70 % des mittleren Gebietsniederschlags (s. Tab. 2.3). Während in der gesamten Bundesrepublik mehr als 50 % verdunstet, macht die Evapotranspiration im Schwarzwald durchweg weniger als 40 % des Niederschlags aus. Damit ergeben sich folgende mittlere Abflusshöhen 1931-1960 (NIPPES 1992):

- $> 700\text{ mm}$ im Schwarzwald ($400 - 1300\text{ mm}$),
- 360 mm in Baden-Württemberg,
- 318 mm in der Bundesrepublik Deutschland.

2.6.2 Abflussregime

Das langjährige Abflussverhalten des Schneckenbachs ist – wie das der meisten Bäche des Südschwarzwalds – von einer deutlich nivalen Regimekomponente gekennzeichnet. Die Abflussmaxima treten im Mittel mit der Schneeschmelze im Frühjahr auf, die Minima im Spätsommer/Herbst. Das Abflussregime wird entsprechend dem *nivo-pluvialen Typ* zugeordnet. Die Verwitterungsdecken mit ihrer hohen Infiltration- und Speicherkapazität sorgen für ein recht ausgeglichenes Abflussregime der Vorwaldbäche. Der relativ grosse Quotient der Hauptwerte ($MNq : MHq$) spiegelt dies wider (s. Tab. 2.3).

2.6.3 Hauptwerte

Im mesoskaligen Vergleich mit dem Abflussverhalten an anderen Pegeln des Hotzenwalds können eher geringe Unterschiede festgestellt werden. Um einen einfachen Vergleich zwischen den unterschiedlich grossen Einzugsgebieten zu ermöglichen, sind die Hauptwerte flächennormiert aufgelistet

Tabelle 2.3: Abflussverhältnisse im Südschwarzwald.

	Einheit	Rüttebach (Mündung)	Schneckenbach (Mündung Rüttebach)	Schneckenbach (Pegel Altbach)	Hüttnerbach (Mündung)	Moosbach (Mündung)	Schöplebach (Pegel Bergsee)	Hauenst. Murg* (Pegel Hottingen)	Hauenst. Murg* (Pegel Murg)	Wehra (Pegel Wehr)
Einzugsgebietsfläche	[km ²]	0.73	2.24	3.24	0.75	0.56	11.44	22.40	60.66	60.60
Gewässernetzdichte	[km/km ²]	2.59	1.92	2.15	1.62	1.95	1.94	2.11	2.03	1.91
Mittlere Höhe	[m ü. NN]	849	913	890	856	851	753	860	725	815
Tiefster Punkt	[m ü. NN]	810	810	795	790	790	405	715	304	429
Höchster Punkt	[m ü. NN]	885	1050	1050	901	901	1050	1050	1050	1263
Gewässerordnung	[]	2	2	3	2	2	3	4	4	4
Zeitreihe	Kalenderjahr	2002-2004	2002-2004	2002-2004	2002-2004	2002-2004	2002-2004	1914-2004	1959-1980	1931-2001/2004
Mh _N	[mm]	1396	1765	1651	1396	1396	1351	1905	1648	1912
Mh _A	[mm]	895	1246	1142	829	849	838	1401	721	1349
MNq	[mm/h]	0.023	0.043	0.037	0.038	0.009	0.018	0.049	0.019	0.027
Mq	[mm/h]	0.100	0.137	0.126	0.094	0.083	0.076	0.160	0.082	0.154
MHq	[mm/h]	0.965	1.172	1.108	1.135	1.080	0.961	2.088	1.652	1.829
Hq ₂	[mm/h]	x	x	x	x	x	x	1.969	1.487	1.613
Hq ₅	[mm/h]	x	x	x	x	x	x	2.794	2.261	2.470
Hq ₁₀	[mm/h]	x	x	x	x	x	x	3.348	2.801	3.074
HHq	[mm/h]	1.205	1.448	1.373	1.341	1.189	1.050	4.900	1.627	4.712
h _N	[mm]	1749	2223	2076	1749	1749	1714	2273	x	2301
h _A	[mm]	1227	1692	1548	1200	1121	1180	1805	x	1577
Nq	[mm/h]	0.034	0.064	0.055	0.023	0.015	0.016	0.043	x	0.025
Mq	[mm/h]	0.135	0.176	0.163	0.137	0.128	0.076	0.206	x	0.180
Hq	[mm/h]	1.205	1.448	1.373	1.320	1.189	1.050	2.070	x	2.725
h _N	[mm]	1108	1446	1341	1108	1108	1013	1444	x	1444*
h _A	[mm]	587	968	850	420	600	524	972	x	762
Nq	[mm/h]	0.011	0.025	0.021	0.012	0.005	0.013	0.030	x	0.012
Mq	[mm/h]	0.067	0.110	0.097	0.048	0.028	0.060	0.111	x	0.087
Hq	[mm/h]	0.552	0.984	0.850	0.744	0.996	0.850	1.163	x	1.307
h _N	[mm]	1332	1627	1536	1332	1332	1325	1711	x	1730
h _A	[mm]	870	1078	1028	865	826	811	1097	x	957
Nq	[mm/h]	0.024	0.040	0.035	0.079	0.008	0.026	0.042	x	0.016
Mq	[mm/h]	0.099	0.125	0.117	0.098	0.094	0.092	0.125	x	0.109
Hq	[mm/h]	1.139	1.084	1.101	1.341	1.056	0.984	0.673	x	1.331

(s. Tab. 2.3). Die Hotzenwaldbäche zeichnen sich besonderes im Niedrigwasserbereich durch vergleichsweise hohe Abflussspenden aus. Hierfür sind die hohe Speicherkapazität der Verwitterungsdecken und der Schneedecke sowie die hohen Niederschlagsmengen verantwortlich.

2.7 Zusammenfassende Bewertung

Charakteristisch für das Untersuchungsgebiet sind die hohen Jahresniederschläge, die in Kombination mit der starken Infiltrations- und Speicherkapazität der Böden zu verhältnismässig ausgeglichenen, insgesamt aber hohen Abflüssen führen. Für den Südschwarzwald ist der Waldanteil des Vorwalds eher niedrig, wobei jedoch der Laub- und Mischwaldanteil wiederum ungewöhnlich hoch ist.

Aufgrund der klimatischen und pedologischen Bedingungen wird die Landwirtschaft grösstenteils extensiv betrieben. Viehwirtschaft – in erster Linie Milchwirtschaft – ist die vorherrschende Erwerbsform der landwirtschaftlichen Betriebe. Ackerbau spielt kaum eine Rolle, Sonderkulturen fehlen gänzlich. Entsprechend dominiert die Grünlandwirtschaft (Weidewirt-

Tabelle 2.4: Vergleich der Teileinzugsgebiete Rüttebach und Schneckenbach

Parameter	Einheit	Rüttebach	Schneckenbach
Talform	[]	Muldental, Sohlental	Kerbtal, Kerbsohlental
Bachtyp	[]	Moorgraben	Wiesenbach
kalkarme, schwach gepufferte u. elektolytarne Silikatbäche, z.T. leicht sauer, entsprechend der Geologie des Untergrunds			
Laufkrümmung	[]	gestreckt (begradigt)	geschwungen bis mäandrierend, z.T. verästelt
Ufervegetation	[]	Fichten, Wiese, Weide	Auenwald, Wiese, Weide
Quellentypen	[]	Verwitterungsdeckenquellen	Verwitterungsdeckenquellen, z.T. auch Kluft- und Hangschuttquellen
Ausgangsgestein	[]	Albtalgranit	Albtalgranit, Gneisanatexit
Verwitterungstiefe	[m]	z.T. > 10 m	z.T. > 10 m
P-P ₂ O ₅	[mg/100g]	122	122 bzw. 105
Böden	[]	Parabraunerde-Braunerden, Anmorgleye in der Uferzone	
P-P ₂ O ₅ (AL)	[mg/100g]	3.5 - 20.7 (Ø 10.3)	2.4 - 18.0 (Ø 8.8)
P-PO ₄ (DL)	[mg/100g]	68 - 160 (Ø 123.4)	113 - 292 (Ø 187.2)
Bachsediment	[]	hoher org. Anteil, Feinsand, Nadelstreu	geringer Anteil org. Sediment, Grobsand
P-P ₂ O ₅ (AL)	[mg/100g]	5.9	2.6
P-PO ₄ (DL)	[mg/100g]	59	32

schaft und Futterbau), wobei sich die Region durch einen hohen Anteil an ökologisch wirtschaftenden Kleinbetrieben mit regionalen Rinderrassen (Vorwälder und Hinterwälder Rind) und Mutterkuhhaltung auszeichnet. Die Landnutzung kann somit generell als extensiv bezeichnet werden. Die deutlich unter dem Landesschnitt liegende Bevölkerungsdichte von 111 Ew./km² führt u. a. zu einem eher niedrigen Anteil versiegelter Flächen und vergleichsweise geringen Belastungen der Gewässer durch Abwässer.

Beim Vergleich zwischen Rüttebach und Schneckenbach treten deutliche Unterschiede zu Tage (s. Tab. 2.4). Neben den Talformen bestehen die Hauptunterschiede vor allem bzgl. Bachtyp, Gewässerstruktur und Uferentwicklung. Der Schneckenbach ist in weiten Teilen ein Sandauebach, der bei Hochwasser schnell über die Ufer tritt und seine Sedimentfracht dort deponiert. Er besitzt folglich ein *hohes Retentionspotential* für Schwebstoffe und partikuläre Nährstofffraktionen. Der Rüttebach hingegen ist ein anthropogen begradigter, tief eingeschnittener Moorbach, der kaum über die Ufer tritt und im Hochwasserfall mit ganzer Kraft sich weiter in Untergrund und Uferböschung einschneidet. Aufgrund der organischen Böden in der Uferzone erodiert er dabei auch viel organisches Feinmaterial, das in seinem begradigten Lauf nicht sedimentieren kann. Der mit der Gerinneerosion verbundene Nährstoffeintrag kann somit nicht im Bachsystem des Rüttebachs zurückgehalten werden.

Kapitel 3

Methodik

„Denken ist etwas, das auf Schwierigkeiten folgt und dem Handeln vorausgeht.“

zugeschrieben Bertolt Brecht (1898 - 1956)

In diesem Kapitel werden die in der vorliegenden Arbeit eingesetzten Untersuchungsmethoden beschrieben. Dabei wird zwischen theoretischen Grundlagen, Tracer-, Feld- und Labormethoden sowie statistischen und analytischen Verfahren unterschieden.

3.1 Theoretische Grundlagen

Messungen in verschiedenen Raumskalen (kleinräumige Versuchsflächen; Gewässer 1., 2. und 3. Ordnung) berücksichtigen nicht nur integrale, d. h. in allen Skalen wirksame Prozesse, sondern auch zentrale skalenspezifische Prozesse. *Innovativ* ist die Kombination von hoch aufgelösten konzentrations- bzw. ereignisorientierten sowie stoffbilanz- bzw. frachtbezogenen Probenahmestrategien (s. Kap. 3.3.5) mit experimentellen hydrologischen Methoden (s. Kap. 3.2) zur Identifikation der vorherrschenden Eintragspfade von Nährstoffen in die Gewässer. Die in dieser Arbeit generierten Daten wurden kontinuierlich¹ über einen Zeitraum von drei Jahren erhoben, so dass eine ausreichende Vielfalt an Witterungssituationen erfasst werden konnte. Theoretische Grundlage für die wassergebundenen Eintrags- bzw. Transportpfade bilden die bekannten Abflussbildungsprozesse (s. Kap. 3.1.3) bei Hochwasserereignissen (s. Kap. 3.1.1) einerseits und Vorereignisbedingungen sowie stoffspezifische Eigenschaften andererseits. Der hydrologische Teil orientiert sich v. a. an:

¹Während der Frostperiode von Dezember bis März wurden die Probenahmegeräte nur beschränkt eingesetzt, um frostbedingte Beschädigungen der Geräte zu vermeiden.

- Empfehlung für die Auswertung der Messergebnisse von kleinen hydrologischen Untersuchungsgebieten — (IHP/OHP-Bericht, UNESCO/WMO 1985),
- Ermittlung von Stofffrachten in Fließgewässern (LAWA 2003),
- Richtlinie für das Messen und Ermitteln von Abflüssen und Durchflüssen (LAWA 1993),
- Richtlinie für die Aufstellung des Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuchs (LAWA 1994),
- Arbeitsanleitung: Aufbereitung von Wasserstandsdaten (LfU 2002 a),
- Arbeitsanleitung: Vom Wasserstand zum Durchfluss (LfU 2002 b),
- Arbeitsanleitung: Durchflussermittlung mit der Salzverdünnungsmethode (LfU 2002 c),
- Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9: Geohydrologische Markierungstechnik (KÄSS 1992),
- Isotope tracers in catchment hydrology — (KENDALL & McDONNELL 1998),
- Praxishilfe: Einsatz künstlicher Tracer in der Hydrogeologie — (BWG 2002),
- Mechanisms controlling macropore flow during infiltration — (WEILER 2001).

Der phosphorspezifische Teil orientiert sich v. a. an:

- Methoden zur Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffeinträge aus diffusen Quellen in den Bodensee (PRASUHN 1996),
- Abschlussbericht Hopfensee (BAUER et al. 2000),
- Agricultural phosphorus and eutrophication (USDA 2003),
- Terminology for phosphorus transfer (HAYGARTH & SHARPLEY 1999),
- The influence of processes controlling phosphorus availability on phosphorus losses in grassland soils (SCHÄRER 2003),
- Signifikante Nährstoffeinträge aus der Fläche (ATV-DVWK 2004),
- Verlagerung gelöster Stoffe durch den Boden ins Grundwasser — (BUWAL 2004).

3.1.1 Ereignisdefinition

Scheitelwerte beschreiben die Höchstwasserstände von Hochwasserwellen einzelner, unabhängiger Ereignisse. In der Regel stellen Scheitelwerte die Datengrundlage der Hochwasserstatistik dar, weshalb sie für die Hydrologie eine grosse Bedeutung haben. Es gibt folgende Vorgaben für die Berechnung von Schwellwertniveaus, vorausgesetzt der mittlere Wasserstand (MW) bzw. der entsprechende mittlere Abfluss (MQ) und der mittlere Hochwasserstand (MHW) sind bekannt (LfU 2002 a):

$$\text{Schwellwert} = 0.9 \cdot (2 \cdot MW) \quad (3.1)$$

$$\text{Schwellwert} = W(5 \cdot MQ) \quad (3.2)$$

$$\text{Schwellwert} = MW + 0.6 \cdot (MHW - MW) \quad (3.3)$$

Die in (3.3) beschriebene Berechnungsvorschrift für den Schwellwert liefert erfahrungsgemäss ein sinnvolles Wasserstandsniveau, da dieses Verfahren den Schwankungsbereich des Wasserstands berücksichtigt. Daher wird dieses Verfahren für Baden-Württemberg empfohlen (LfU 2002 a). Im Mittel sollten zwei bis sechs Hochwasserspitzen pro Jahr über dem Schwellwert liegen. Ist dies nicht der Fall, muss der Schwellwert angepasst werden, z. B. in Gleichung (3.3) Anpassung des Faktors auf 0.5 bzw. 0.7 (LfU 2002 a). Da einerseits für den Rüttebach weder Wasserstände noch Abflüsse vorlagen und andererseits sechs bis zwölf Hochwasserereignisse pro Jahr erfasst werden sollten, wurde folgender modifizierter Ansatz zur Bestimmung des probenahmeauslösenden Wasserstands (W_p) gewählt:

$$W_p = W(3 \cdot MQ) \quad (3.4)$$

Der MQ [m^3/s] wurde hierzu aus der Einzugsgebietsgrösse (A_{Eo}) [km^2] und der mittleren Abflusshöhe (h_A) [mm] berechnet, die sich aus der mittleren Niederschlags- (h_N) [mm] und Verdunstungshöhe (h_V) [mm] über die Wasserhaushaltsgleichung abschätzen lässt:

$$h_A = h_N - h_V \quad [mm] \quad (3.5)$$

$$MQ = \frac{h_A \cdot A_{Eo} \cdot 1000}{86400 \cdot 365.25} \quad [m^3/s] \quad (3.6)$$

Für den Rüttebach ergibt sich bei h_N von ca. 1400 mm und h_V von ca. 500 mm eine h_A von 900 mm. Eine A_{Eo} von 0.7 km² führt zu einem MQ von ca. 20 l/s. Nach (3.4) errechnet sich daraus ein probenahmeauslösender Abfluss (Q_p) von 60 l/s, was bei dem im Rüttebach installierten 90°-V-Überfall einem W_p von ca. 28.5 cm entspricht. Entsprechend wurde am Rüttebach bei Erreichen des Schwellwerts W_p die ereignisbezogene zeitproportionale Probenahme ausgelöst (s. Kap. 3.3.5).

3.1.2 Analyse der Hochwasserereignisse

Alle im Untersuchungszeitraum beprobten Hochwasserereignisse wurden vor der Analyse der Wirkungszusammenhänge zuerst nach landnutzungsspezifischen, hydrometeorologischen und hydrologischen Kriterien klassifiziert.

Landnutzungsspezifische Klassifikation

Folgende landnutzungsspezifische Kriterien wurden für die Ereignisklassifikation angewandt:

- Zeitpunkt und Art der letzten Nutzung (Schnitt bzw. Beweidung),
- Zeitpunkt, Art und Menge der letzten Düngerapplikation.

Hydrometeorologische Klassifikation

Folgende hydrometeorologischen Aspekte wurden zur Ereignisklassifizierung herangezogen:

- Jahreszeit, Niederschlagstyp (advektiv, konvektiv) und Dauer,
- Mittlere und maximale Niederschlagsintensität (< 1 , $1-5$, $5-10$, $10-20$, $> 20 \text{ mm/h}$),
- Vorereignisbedingungen (Bodenfeuchte, Grundwasserstand, Schneedecke, Bodenfrost),
- dominanter Abflussbildungsprozess.

Hydrologische Ereignisklassifikation

Um die beprobten Hochwasserereignisse im Untersuchungszeitraum von Sommer 2002 bis Ende 2004 gruppieren und vergleichen zu können, wurden folgende hydrologische Methoden angewandt:

- Erstellung einer partiellen Serie der beprobten Ereignisse (DYCK & PESCHKE 1995, DYCK 1980).
- Vergleich dieser Serie mit der partiellen Serie aller Ereignisse² im gleichen Zeitraum (GORDON et al. 2004).
- Abschätzen der mittleren Hochwasserabflusspende (MHq) aus der lokalen partiellen Reihe (CHOW et al. 1988, MAIDMENT 1993).
- Vergleich MHq mit den mittleren Hochwasserabflüssen aus langjährigen Reihen der Region (LfU 1999).

²Einschliesslich der nicht beprobten Ereignisse (v. a. im Winter).

Da sowohl infolge der Fragestellung, als auch aufgrund der kurzen Messreihe, Jährlichkeiten (Wiederkehrintervalle) von unter fünf Jahren und Abflussereignisse im Bereich des *MHq* im Mittelpunkt stehen, ergeben sich hierbei Abweichungen von der üblichen statistischen Analyse hydrologischer Daten. In Anlehnung an die *Indicators of Hydrologic Alteration (IHA)* Methode (RICHTER et al. 1996, 1997, 1998; RICHTER 1999) wurden verschiedene Parameter zur Klassifikation der einzelnen Ereignisse abgeleitet. Da die *IHA*-Methode einerseits auf Tageswerten des Abflusses basiert und andererseits Abflussmessreihen von min. 15-20 Jahren erfordert (SCHNEIDER 1998, EISELE 2003), kann die *IHA*-Methode selbst nicht angewendet werden. Zur Beschreibung und Klassifikation der Ereignisse dienen folgende Parameter:

- Anzahl der Scheitel und jeweiliger Scheitelabfluss,
- Vorereignisabfluss³, mittlerer Ereignisabfluss und Abflussfülle,
- Verhältnis Vorereignisabfluss/Ereignisabfluss/Scheitelabfluss,
- Ereignisdauer sowie Anstiegszeit und Rezessionszeit,
- Verhältnis Volumen (und Dauer) Anstieg/Rezession.

Zudem wurde die Zeitdifferenz zwischen Niederschlagsbeginn und Abflussanstieg sowie zwischen den Maxima von Niederschlags- und Abflussintensität (Scheitelabfluss) bestimmt.

3.1.3 Abflusskomponenten

Abflusskomponenten und die ihnen zugrunde liegenden Abflussbildungsprozesse können in drei Hauptgruppen eingeteilt werden:

- Schnelle, hochwasserprägende Abflusskomponenten, z. B. Infiltrationsüberschuss (Hortonian overland flow, HOF), Sättigungsflächenabfluss (saturation overland flow, SOF), schneller unterirdischer Abfluss (subsurface storm flow, SSF)⁴, präferentieller unterirdischer Abfluss (preferential flow, PRF)⁵, schneller lateraler Matrixfluss aufgrund erhöhtem hydraulischen Gradient (groundwater ridging, GWR) oder hydrostatischem Druckimpuls in der gesättigten (piston flow, PTF)

³Der Basisabfluss vor dem Ereignis beschreibt nicht nur das Ausgangsniveau, sondern als integrale Gebietsgrösse auch die aktuelle Speicherfüllung von Grund- und Bodenwasser.

⁴SSF entsteht durch infiltriertes Wasser, das aufgrund von reduzierter Permeabilität in der ungesättigten Zone z. B. entlang von Horizont- oder Schichtgrenzen zu temporären gesättigten Horizonten mit indirekter Verbindung von lateralen Grobstrukturen (d. h. zumindest z. T. mit Matrixpassage) und folglich zu lateralem Abfluss führt (z. B. in der Zersatzzone des Festgesteins). Es wird zwischen tiefen und oberflächennahen SSF unterschieden.

⁵PRF entsteht durch direkte Verbindung von Grobstrukturen im Boden, z. B. Makroporen, Wurzelröhren, Schrumpfungsrissen, Maulwurf-, Wühlmaus- und Regenwurmgängen.

bzw. pneumatisch-hydrostatischem Druckimpuls in der ungesättigten Zone (pressure wave, PW).

- Verzögerte Abflusskomponenten, die v. a. nach dem Hochwasserscheitel zum Abfluss beitragen (verzögerter Abfluss), z. B. verzögerter lateraler Matrixfluss in der gesättigten Zone (groundwater ridging, GWR) oder infolge von Ausdehnung der gesättigten Zone in Bereiche erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit (transmissivity feedback bzw. slow subsurface flow, SF).
- Langsame Abflusskomponenten, die den Basisabfluss (Trockenwetterabfluss) bestimmen, v. a. langsamer Grundwasserabfluss aus den Feinporen des Bodens (matrix trough flow, MTF).

Tabelle 3.1: Hypothesen der dominanten Abflussbildungsprozesse bei Hochwasser.

	Infiltrationsbedingung	Abflussbildungsprozess	Beitragende Flächen
Horton (1933)	Bestimmt die Menge des Direktabflusses	Infiltrationsüberschuss (HOF)	Das gesamte Einzugsgebiet
Beston (1964)	Bestimmt die Menge des Direktabflusses	Infiltrationsüberschuss (HOF)	Nur bestimmte Flächen im Einzugsgebiet
Hewlett & Hibbert (1967)	Aller Niederschlag infiltriert	Sättigungsflächenabfluss (SOF)	Gerinnenahe Flächen, zeit- und raumvariabel (VSA)
Sklash & Farvolden (1979)	Aller Niederschlag infiltriert	Kapillarsaum wird aufgesättigt (GWR)	Gerinnenahe Grundwasservorkommen, bedingt variabel
Mosley (1979)	Aller Niederschlag infiltriert	Lateraler Makroporenabfluss/Röhrenfluss (PRF, PF)	Gerinnenahe Hänge, bedingt variabel
Ward(1984) nach Zaslavsky & Sinai (1981)	Aller Niederschlag infiltriert	Schneller + verzögerter unterirdischer Abfluss (SSF, SF)	Gerinnenahe Hänge, bedingt variabel
McDonnell (1990)	Aller Niederschlag infiltriert	Temporär-gesättigte Schicht, Entwässerung via Makroporen (SSF)	Gerinnenahe Hänge, bedingt variabel
Bishop (1991)	Aller Niederschlag infiltriert	Ausdehnung der ges. Zone in Bereiche höher Durchlässigkeit (SF)	Gerinnenahe Grundwasservorkommen, bedingt variabel
Torres et al. (1998)	Aller Niederschlag infiltriert	Pneumatisch-hydrostatischer Druckimpuls (PW)	Gerinnenahe Hänge, bedingt variabel

Tabelle 3.2: Gliederungsmöglichkeiten der Abflusskomponenten. Die für diese Arbeit wichtigste Gliederung ist die nach genetisch-prozessorientierten Gesichtspunkten. Sie berücksichtigt den charakteristischen Ort der Abflussbildung und hat den grössten Bezug zu den Abflussbildungsprozessen.

genetisch-prozessorientiert	dynamikorientiert	verweilzeitenorientiert
Oberflächenabfluss (HOF, SOF)	Direktabfluss (schnelle Abflusskomponenten, sehr variabel bzgl. Menge und Zeit)	Ereigniswasser (neues Niederschlagswasser)
Bodenbürtiger Abfluss (a) ungesättigte Zone (PRF) (b) temporär gesättigte Zone (SSF, PW) (c) gesättigte Zone (GWR, PTF, MTF, PW)	Basisabfluss (verzögerte und langsame Abflusskomponenten; letztere sind relativ konstant bzgl. Menge und Zeit)	Vorereigniswasser (altes, zumeist infiltriertes Wasser aus früheren Niederschlägen)

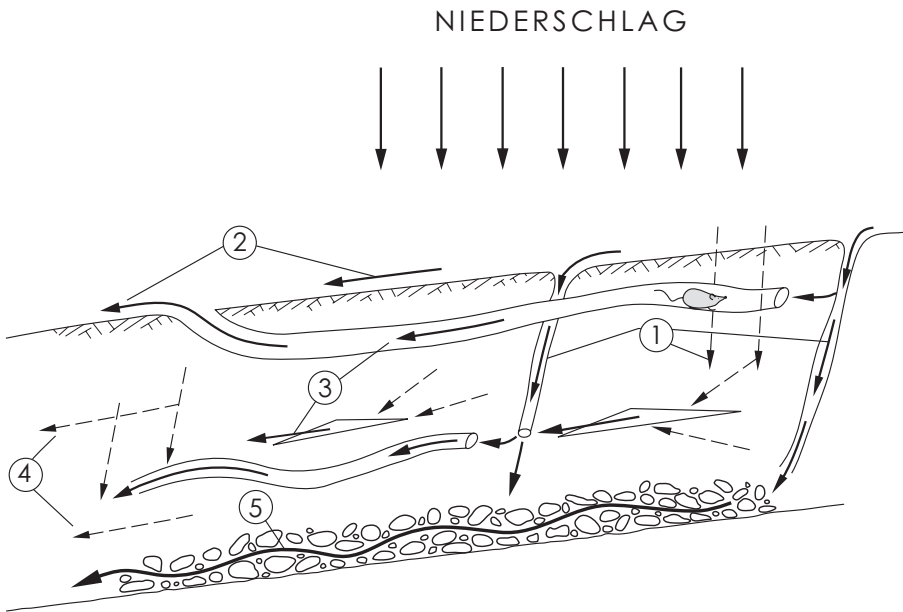


Abbildung 3.1: Vernetzung von vertikalen und lateralen Fließwegen (ZUIDEMA 1985, wenig verändert). —

Makroporen und Röhren sowie deren Interaktion mit der Bodenmatrix sind von zentraler Bedeutung für Infiltration, Abflussbildung, Abflusskonzentration und Stofftransport. Infiltration in Bodenmatrix, Mikro- und Makroporen (1), Oberflächenabfluss und return flow (2), lateraler Röhrenfluss (3), lateraler Matrixfluss (4), präferentielle Entwässerung in der Zersatzzone (5).

Phosphoreintragspfade

Als klassischer Eintragspfad von Phosphor (P) in die Gewässer gilt die Abspülung bzw. *Abschwemmung*, d. h. der Transport mit Oberflächenabflusskomponenten (SOF, HOF) (HAYGARTH 1998). *Auswaschung* von P in den oberflächennahen Bodenschichten mit anschliessendem Transport in bevorzugten Fließwegen (PRF) ist ein weiterer potentieller P -Eintragspfad in die Gewässer (STAMM et al. 1995, 1998). Dabei ist zwischen vorwiegend vertikalem Makroporenfluss (macropore flow, MF) und vorwiegend horizontalem Röhrenfluss (pipe flow, PF) zu unterscheiden. Während MF vor allem schnell die ungesättigte Zone überbrückt und zu verstärktem Abfluss aus der gesättigten (GWR) oder temporär gesättigten Zone (SSF) führt, trägt PF zur Entwässerung der gesättigten Zone und u. U. auch zu schnellem Abfluss aus der ungesättigten Zone bei (PRF im engeren Sinne). Die für den PF erforderlichen horizontal vernetzten Bodenstrukturen können bei schneller Aufsättigung theoretisch auch zu beschleunigtem P -Transport in der gesättigten Zone führen (GWR oder PTF). Besonders bei oberflächennaher Lage dieser Strukturen kann es auch zum *Wiederaustritt* des zuvor infiltrierten Wasser (return flow, RF) kommen. Dieser Eintragspfad besitzt infolge seiner wiederholten Passage des oftmals P -angereicherten Oberbodens (SCHÄRER 2003) nicht zu unterschätzende Bedeutung.

3.2 Tracermethoden

Um Informationen über die vorherrschenden hydrologischen Prozesse zu gewinnen, wurden mehrere Markierversuche durchgeführt. Die Auswahl der verwendeten Tracer richtete sich einerseits nach den natürlichen Gegebenheiten des Untersuchungsgebiets (*natürliche bzw. geogene Tracer*), andererseits nach konkreten Fragestellungen (*künstliche Tracer*). Als geogener Tacer wurde *gelöste Kieselsäure*, im Folgenden *Silikat* (Si) genannt, im gesamten Einzugsgebiet untersucht. Silikat, das als natürlicher Bestandteil in Boden und Gestein vorkommt, charakterisiert in erster Linie Herkunftsraum und Fließweg des Wassers (herkunftsraumorientierter Tracer). Auch verschiedene Ionen, v. a. die Anionen Chlorid, Sulfat und Nitrat, können ähnliche Informationen liefern (HOOPER et al. 1990). Als natürlicher Tracer wurde Silikat, ergänzt durch Leitfähigkeit, Anionen, Kalium und die stabilen Isotope der Atome des Wassermoleküls, *Deuterium* (D bzw. 2H) und *Sauerstoff-18* (^{18}O), untersucht. Im Rahmen dieser Arbeit wurden 2H und ^{18}O in erster Linie als natürliche, verweilzeitenorientierte Tracer verwendet. Deuterium allerdings wurde neben dem Fluoreszenztracer *Uranin* auch als künstlicher Tracer eingesetzt.

Feldexperimente

Künstliche Tracer dienen der experimentellen Überprüfung hypothetischer Fliesswege. Der Fluoreszenztracer *Uranin* wurden dabei einerseits erfolgreich zum direkten Nachweis schneller unterirdischer Fliesswege eingesetzt, andererseits wurde mittels kontinuierlicher Einspeisung die Intensität des Austauschs von Bachwasser und Grundwasser an einem ausgewählten Abschnitt des Schneckenbachs untersucht. In einem weiteren Versuch wurde künstlich angereichertes *Deuteriumoxid* (D_2O bzw. $^2H^2HO$) gerinnenah bei Niederschlag ausgebracht, um Transportwege und Verweilzeiten im Boden bis zum Abfliessen im Bach abschätzen zu können.

Düngeversuch (*Uranin*/ 2H)

Ziel war der qualitative Nachweis schneller Eintragspfade (direkter bis wenig verzögerter Eintrag), falls möglich auch quantitativ. Zuerst wurde ein Vorversuch mit *Uranin* durchgeführt und ausgewertet, um die Fliesszeiten und Probnahmeintervalle für das Düngeexperiment abschätzen zu können. Die ca. $220 \times 30 \text{ m}^2$ grosse Versuchsfläche grenzt direkt an die Uferzone (4.5 m Abstand zum Gerinne) des Rüttebachs oberhalb der Abwasserreinigungsanlage (ARA) Rüttehof (s. Abb. 2.3). Eine Stunde vor der Tracer-Applizierung wurde auf 12 m Breite mit 12'000 l Bachwasser aus dem Schneckenbach vorgewässert, um Oaseneffekte zu vermeiden. Anschliessend wurden 6'000 l Bachwasser mit 2 kg *Uranin* markiert und flächenhaft in einem 6 m breiten Streifen in die ungesättigte Zone eingespeist. Eine Stunde nach der Tracerausbringung wurde mit 12'000 l Bachwasser wieder auf 12 m Breite nachgewässert. Zum Wässern und Tracerausbringen wurde ein 12'000 l-Güllefass mit 6 m breitem Schleppverteiler verwendet. Die Tracer-durchgangskurve wurde *in situ* mit einem Feld-Fluorometer gemessen. Die *Uranin*-Konzentrationen ausgewählter Proben wurden im Labor des *Instituts für Hydrologie der Universität Dresden* analysiert.

Der Hauptversuch mit 1'000 l Gülle und 2 kg angereichertem *Deuteriumoxid* ($71\% \pm 1.0\% \text{ } ^2H^2HO$ bezogen auf Atomzahlen, Lieferant: Chemotrade) erfolgte ca. eine Woche nach dem Vorexperiment. Für den Hauptversuch wurde auf Vor- und Nachwässern verzichtet und der Versuch stattdessen bei Regenwetter durchgeführt. Nach Vorregen mit niedrigen bis mittleren Intensitäten wurde in einer Regenpause die mit Tracer dotierte Gülle auf einem ca. 50 m langen und 6 m breiten Abschnitt der zuvor schon beschriebenen Versuchsfläche appliziert. Anschliessend wurde die restliche Versuchsfläche mit normaler Gülle wie üblich gedüngt. Entgegen den Prognosen intensivierten sich die Niederschläge nach dem Ausbringen des Tracers. Infolge der dadurch bedingten, *aussergewöhnlich starken Verdünnung* war das *Deuterium*-Signal nur eingeschränkt zu interpretieren. Dafür wurde aber ein Düngeexperiment (Gülleapplikation vor Starkniederschlag) hochaufgelöst *in situ* beprobt.

Uranin (Interstitial)

Ziel war die Abschätzung der Intensität des Austauschs von Bach-, Interstitial- und Grundwasser durch die Bachsedimente sowie die Frage, ob vor dem Zusammenfluss Schneckenbachwasser in den Rüttebach übertritt. Mit einer Mariott'schen Flasche wurden 90 l konzentrierte Uranin-Lösung (10^6 ppb Uranin) ca. 100 m oberhalb des Untersuchungsabschnitts während 4h kontinuierlich eingespeist. Gleichzeitig wurden die fünf Interstitialsonden in allen Tiefen (20, 40 und 70cm) beprobt. Parallel dazu wurde mit zwei Feldfluorometern der Tracerdurchgang in Rütte- und Schneckenbach *in situ* kontinuierlich aufgezeichnet. Zur Kontrolle wurden die Uranin-Konzentrationen ausgewählter Proben im Labor des *Instituts für Hydrologie der Universität Dresden* analysiert.

3.2.1 Gelöste Kieselsäure

In der Abflussbildungsforschung wird häufig *Silikat* (*Si*) als Herkunftsraum orientierter Tracer eingesetzt (KENNEDY 1971, KENNEDY et al. 1986, WELS et al. 1991, PETERS et al. 1998, HOEG et al. 2000). Dabei wird für die zu unterscheidenden Abflusskomponenten jeweils ein charakteristischer *Si*-Gehalt ermittelt. Dieser ist vor allem von der Kontaktzeit des Wassers mit der verwitternden Gesteinsoberfläche abhängig (MATTHESS 1990). Die *Si*-Lösung selbst ist ein sehr komplexer Vorgang in der Natur, welcher von Temperatur, *pH*-Wert, verwitterbarer Gesteinsoberfläche, organischen Komplexbildern und dem Bodenwasserhaushalt bestimmt wird (WHITE 1995, 2004), entsprechend schwierig ist die Berechnung der Verwitterungsraten. Hinsichtlich des genauen Ablaufs und der möglichen Reaktionen der *Si*-Verwitterung wird hier auf WHITE (2004) WHITE & BRANDLEY (1995) sowie SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1992) verwiesen.

Die Bestimmung der *Si*-Konzentration unterirdischer Abflusskomponenten erfolgt durch direkte Beprobung von Boden-, Grund- oder Quellwasser. Zur Abschätzung des *Si*-Gehalts der Abflusskomponente Basisabfluss kann Trockenwetterabfluss nach mehreren niederschlagsfreien Tagen verwendet werden. Da Niederschlagswasser zwar annähernd *Si*-frei ist, aber bei Kontakt mit der Bodenoberfläche rasch *Silikat* aufgenommen werden kann, wird für die Abflusskomponente Oberflächenabfluss (Direktabfluss) ein geringer *Si*-Gehalt (meist 0.3 mg/l) angenommen (WELS et al. 1991), wobei die genaue Höhe dieses Werts noch diskutiert wird (BUTTLE & PETERS 1997). Da die *Si*-Konzentrationen aller unterirdischen Abflusskomponenten lokalen Variationen (Geologie, Pedologie, Bodenfeuchte) und zeitlichen Schwankungen (Saisonalität, Kontakt- und Verweilzeit) unterliegen, können für die jeweiligen Abflusskomponenten charakteristische Konzentrationsbereiche nur aus repräsentativen, d. h. räumlich und zeitlich höher aufgelösten Daten bestimmt werden.

Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Abflusskomponenten resultieren aus sich z.T. überschneidenden, unterschiedlich variablen, charakteristischen Konzentrationsbereichen (Klassen). Im Allgemeinen ist die Beschreibung von einer Komponente mit einem einzelnen Konzentrationswert nur möglich, wenn die mittlere Verweilzeit dieser Komponente ausreichend lang ist. In diesem Fall werden die herkunftsraumtypischen Fliesswege und Lösungsprozesse ausreichend gemittelt (LINDENLAUB 1998). Da die mittleren Verweilzeiten der verschiedenen Abflusskomponenten aber nicht *per se* bekannt sind und häufig Schwankungen unterliegen, sind Stichtagsbeprobungen erforderlich, die unterschiedliche Speicherfüllungen (und somit auch Verweilzeiten) im Frühjahr und Herbst erfassen. Regelmässige (wöchentlich bis monatlich) Quell-, Boden-, Grund- und Flusswasserbeprobungen in bedeutenden Teileinzugsgebieten ermöglichen es, diese Schwankungen aufzuzeichnen. Entscheidend aber ist die ereignisorientierte, zeitlich hoch aufgelöste Beprobung des Abflusses (Probenahmeintervall $< 1\text{ h}$), da viele schnelle Abflusskomponenten (v. a. Oberflächen- und oberflächennaher Abfluss) nur während oder kurz nach einem Niederschlagsereignis auftreten.

3.2.2 Fluoreszenztracer Uranin

Im Rahmen von Feldexperimenten wurden im Rüttebach und Schneckenbach Markierversuche mit dem Fluoreszenztracer Uranin (*Natriumfluoreszein*, $C_{20}H_{10}O_5Na_2$, Sicomet Uranin S 45350, BASF) durchgeführt. Uranin gehört zur Gruppe der Xanthenfarbstoffe. Konzentrierte Uranin-Lösungen sind dunkelrot und fluoreszieren nicht. Erst bei Verdünnung mit Wasser findet eine Dissoziation in Natrium-Kationen und fluoreszierende Uranin-Anionen statt. Uranin besitzt die *höchste Fluoreszenzintensität* aller bekannten Stoffe. Uranin zählt zu den unechten Farbstoffen, da es bzgl. verschiedenen Einflüssen empfindlich reagiert. Die Fluoreszenzintensität von Uranin in wässriger Lösung hängt einerseits vom *pH*-Wert ab. Die maximale Fluoreszenz wird bei *pH*-Werten > 8.5 erreicht, bei *pH* 7 beträgt sie nur noch 80 % des Maximalwerts, im sauren Bereich nimmt sie stark ab. Andererseits ist in Wasser gelöstes Uranin *lichtempfindlich* und wird von starken Oxidantien wie Chlor (Cl_2), Chlordioxid (ClO_2) oder Ozon (O_3) zerstört. Aufgrund seiner niedrigen Nachweisgrenze, der geringen Wechselwirkung mit dem Grundwasserleiter (konservativer Tracer) und aufgrund verhältnismässig niedriger Kosten weist Uranin dennoch gegenüber allen anderen Mitteln, die für die Grundwassermarkierung in Frage kommen, die grössten Vorteile auf (Käss 1992). Weiterführende Informationen zu Fluoreszenztracern finden sich in Käss (1992) und in der BWG-Praxishilfe Einsatz künstlicher Tracer in der Hydrogeologie (BWG 2002).

Tabelle 3.3: Physikalische und chemische Eigenschaften von Uranin ($C_{20}H_{10}O_5Na_2$) nach KÄSS (1992).

Form	Pulver oder grob kristallisiert	
Schüttdichte	625 g/l	
pH-Wert bei 10 g/l und 20 °C	9.0	
Fluoreszenzmaximum	512 nm	
Extinktionsmaximum	490 nm	
Farbe	rot, rotgrün, gelbgrün, grün bzw. farblos je nach Konzentration (rot bei $> 10^7$ ppb, grün von 10^7 bis $5 \cdot 10^1$ ppb, farblos bei $< 5 \cdot 10^1$ ppb)	
Löslichkeit in Wasser bei 20 °C	> 600 g/l	$> 6 \cdot 10^8$ ppb
Bereich linearer Fluoreszenz	0.01-1000 µg/l	0.01-1000 ppb
Nachweisgrenze im Labor	0.002 µg/l	0.002 ppb
Nachweisgrenze insitu	0.02 µg/l	0.02 ppb
Sichtbarkeitsgrenze	50 µg/l	50 ppb

3.2.3 Stabile Isotope (^{18}O , 2H)

Neben „normalen“ Wassermolekülen (aus ^{16}O und 1H zusammengesetzt) kommen auch solche vor, die die stabilen Isotope *Sauerstoff-18* (^{18}O) und *Deuterium* (D bzw. 2H) enthalten. 2H und ^{18}O sind in der Natur im Wasser in geringen Konzentrationen vorhanden (KENDALL & McDONNELL 1998):

$$\frac{[H_2\ ^{16}O]}{[H_2\ ^{18}O]} \approx 500 \tag{3.7}$$

$$\frac{[H_2\ ^{16}O]}{[H^2H\ ^{16}O]} \approx 3205 \tag{3.8}$$

Ihr hydrochemisches Verhalten ist identisch mit den wesentlich häufigeren Isotopen 1H und ^{16}O , von denen sie sich auch nicht im Sorptionsverhalten unterscheiden und deshalb als streng konservative Tracer gelten. Unterschiede bestehen jedoch im Atomgewicht, was zu veränderten physikalischen Eigenschaften bei Wassermolekülen mit 2H und/oder ^{18}O führt.

Die Mischungsverhältnisse der stabilen Isotope des Wassers ($^1H/^2H$ bzw. $^{16}O/^{18}O$) sind in erster Näherung überall auf der Erde gleich. Bei genauer Betrachtung treten jedoch vor allem bei *Phasenumwandlungsprozessen* - wie z. B. Kondensation oder Verdunstung - Trenneffekte auf. Aufgrund der veränderten physikalischen Eigenschaften der schweren Isotope ($^2H, ^{18}O$), respektive ihrer Wassermoleküle, kommt es bei allen Phasenübergängen zu *Fraktionierungsprozessen*, wodurch die schweren Isotope bzw. Moleküle in der energetisch niedrigeren Phase angereichert werden.

Tabelle 3.4: Physikalische Eigenschaften von H_2O , $^2H^2HO$, $H_2^{18}O$ (HOEFS 1997, verändert).

Eigenschaften	H_2O	$^2H^2HO$	$H_2^{18}O$
Dichte [$g\,cm^{-3}$ bei $20\,^{\circ}C$]	0.9970	1.1051	1.1106
Temperatur max. Dichte [$^{\circ}C$]	3.98	11.24	4.30
Schmelzpunkt [$^{\circ}C$ bei $1013\,hPa$]	0.00	3.81	0.28
Siedepunkt [$^{\circ}C$ bei $1013\,hPa$]	100.00	101.42	100.14
Dampfdruck [hPa bei $100\,^{\circ}C$]	1013.25	962.10	x
Viskosität [$cPa\,s$ bei $20\,^{\circ}C$]	1.002	1.247	1.056

Entsprechend nimmt der Anteil schwerer Isotope bzw. Moleküle in der Reihenfolge Festphase, Flüssigphase, Gasphase ab (MOSER & RAUERT 1980).

So reichern sich z. B. die schweren Isotope ($^{18}O, ^2H$) bei Kondensation von Wasserdampf (Tröpfchenbildung) in einer Wolke in der flüssigen Phase an, während die leichteren Isotope ($^{16}O, ^1H$) vermehrt in der gasförmigen Phase verbleiben. Man spricht in diesem Fall von *phasenübergangsbedingter Isotopenfraktionierung*, im Folgenden Isotopenfraktionierung genannt. Allgemein gilt, je höher die Temperatur bei der Phasenumwandlung, desto geringer ist die Isotopenfraktionierung. Die isotopische Zusammensetzung einer Wasserprobe besitzt somit eine charakteristische Signatur, die von ihrer Vorgeschichte (d. h. von allen vorher durchlaufenen Fraktionierungsprozessen) geprägt ist. Die Untersuchung der isotopischen Signatur von Wasserproben eignet sich deshalb hervorragend zur Erforschung des Wasserkreislaufs und des Klimasystems. In der Hydrologie werden 2H und ^{18}O meist als natürliche, verweilzeitorientierte Tracer zur Unterscheidung zwischen Vorereigniswasser und Ereigniswasser oder zur Bestimmung der Grundwasserneubildung verwendet.

Der auf die Landoberfläche fallende Niederschlag weist meist bzgl. seines Isotopengehalts Charakteristika auf, die folgenden Effekten zugeschrieben werden (CRAIG 1961, CRAIG & GORDON 1965, DAANSRGARD 1964, MOSER & RAUERT 1980, SIEGENTHALER & OESCHGER 1980):

Kontinentalitätseffekt

Der Kontinentalitätseffekt beschreibt die mit zunehmender Kontinentalität einhergehende Abreicherung schwerer Isotope ($^{18}O, ^2H$) in feuchten Luftmassen maritimen Ursprungs. Ziehen auf dem Meer gebildete feuchte Luftmassen *advektiv* über Kontinente, kondensieren und regnen zuerst die schweren Isotope aus. Spätere Niederschläge werden dadurch entsprechend isotopisch leichter, da mit jedem Niederschlag bevorzugt schwere Isotope der verbleibenden feuchten Luftmasse entzogen werden.

Mengeneffekt

Der Mengeneffekt beschreibt die Abreicherung schwerer Isotope im Verlauf eines Niederschlagsereignisses, z. B. innerhalb einer Gewitterwolke. Aufgrund der bevorzugten Abreicherung schwerer Isotope regnen diese zuerst aus. Infolge dessen werden Niederschläge mit zunehmender Dauer und Menge isotopisch leichter.

Höheneffekt

Der Höheneffekt drückt die Abreicherung schwerer Isotope mit zunehmender topographischer Höhe aus, was auf die zunehmende Abkühlung aufsteigender Luftmassen zurückzuführen ist. Kühlt feuchte Luft beim orographisch bedingten Aufsteigen ab, kondensieren bevorzugt die schweren Isotope. Er stellt in gewisser Weise eine Kombination aus Mengen- und Temperatureffekt dar.

Temperatur- bzw. Jahreszeiteffekt (Breiteneffekt)

Da die Isotopenfraktionierung mit zunehmender Temperatur abnimmt, sind in niederen Breiten und im Sommer die Niederschläge isotopisch schwerer als in höheren Breiten oder im Winter. Herkunft – z. B. maritime oder kontinentale Kalt- bzw. Warmluftmassen, arktischen oder polaren bzw. tropischen oder subtropischen Ursprungs – und die damit verknüpften *Entstehungsbedingungen* (v. a. Luft- und Wassertemperaturen bei der Verdunstung) der feuchten Luftmasse bestimmen die Isotopenzusammensetzung des mitgeführten Wasserdampfs.

Bei Standortuntersuchungen treten *nur* Mengen- und Jahreszeiteffekt in Erscheinung. An der Boden-, Vegetations- oder Wasseroberfläche (z. B. Sättigungsflächen, Feuchtgebiete und Stillgewässer) findet durch Evaporation eine Anreicherung von schweren Isotopen im verbleibenden Wasser statt, während Transpiration aus dem Bodenkörper in aller Regel nicht zu einer Veränderung des Isotopengehalts führt (DAWSON & EHLENGER 1998). In der ungesättigten Zone führen dann Diffusions- und Mischungsprozesse zu einer Dämpfung des Niederschlagssignals. In der gesättigten Zone findet eine Veränderung im Isotopengehalt in Abhängigkeit von der Verweilzeit durch Mischung mit anderen Wasserkomponenten (Grundwasser, Hangwasser, Uferfiltrat) und Austausch mit Isotopen aus dem Gestein statt (KÖNIGER 2003).

3.3 Feldmethoden

Im Folgenden werden Messkonzept, Probenahmestrategie und die allgemeine Vorgehensweise bei den Geländearbeiten näher erläutert.

3.3.1 Wasserstands- und Abflussmessung

Pegel Schöpfebach

Vor Beginn dieser Arbeit wurden am Pegel Schöpfebach (ISP) Wasserstandsmessungen von der Stadt Bad Säckingen routinemässig erhoben. Für diesen Ende der 70er Jahre von Schluchseewerk und Gewässerdirektion Waldshut gebauten Pegel liegen Wasserstandsdaten und auch eine Pegelkurve auf Basis von Abflussmessungen nach der Salzverdünnungsmethode vor (SEIBERTH 2001). Infolge von grösseren Beschädigungen des mit Holzdielen ausgekleideten Messquerschnitts wurde im Frühjahr 2002 der Pegel Schöpfebach komplett saniert. Aufgrund dieser Veränderungen wurde die Abflusskurve mittels Salzverdünnungsmessungen neu bestimmt.

Pegel Altbach

Der gleichfalls Ende der 70er Jahre von Schluchseewerk und Gewässerdirektion Waldshut gebaute Pegel Altbach wurde wieder in Betrieb genommen. Für den Zeitraum von 1977-1979 waren für den gut ausgebauten Niedrigwasserpegel Wasserstandsdaten und eine Pegelkurve auf Basis von Abflussmessungen mit Flügelrad in der Niedrigwasserrinne verfügbar (GwD Waldshut). Der noch vorhandene mechanische Pegelschreiber (Ott Horizontalschreibpegel R 16; Messbereich 0-2.0 m, Auflösung 0.25 cm, Messfehler ± 0.5 cm) konnte nach ausgiebiger Wartung wieder in Betrieb genommen werden; er wurde aber Anfang 2003 durch einen digital aufzeichnenden Pegelschreiber ersetzt (Ott Thalimedes Winkelschreiber mit Datensammler; Messbereich 0-19.99 m, Auflösung 0.1 cm, Messfehler ± 0.2 cm). Um Datinkonsistenzen zu vermeiden, wurde der Wasserstand zusätzlich mit einer Drucksonde (Ecotech Relativdruck-Pegelsonde mit Datalogger; Messbereich 0-5.0 m, Auflösung 0.1 cm, Messfehler ± 0.2 cm) aufgezeichnet. Der Pegel wurde für Hochwasserabflüsse kalibriert, indem während einer mehrwöchigen Hochwasserperiode im Herbst 2002 der Abfluss bei unterschiedlichen Wasserständen mittels Salzverdünnungsmethode bestimmt wurde.

Pegel Zusammenfluss Rüttebach/Schneckenbach

Im Bereich des Zusammenflusses Rüttebach/Schneckenbach waren ausgebaute Querschnitte mit Pegellatten vorhanden, die ebenfalls aus der Zeit Ende der 70er Jahre stammen. Leider waren trotz intensiver Recherche keine damals erhobenen Daten verfügbar. Nach Instandsetzungsarbeiten und Installation von Drucksonden (Details s. o.) wurden diese alten Pegel wieder in Betrieb genommen. Im Rüttebach wurde zur genaueren Erfassung des Abflusses ein Überfall mit definiertem Querschnitt (90°-V-Überfall) eingebaut und der Wasserstand mit einer weiteren Drucksonde gleicher Bauart aufgezeichnet.

Neue Pegel

Zwei bedeutende Zuflüsse unterhalb des Pegels Altbach wurden mit HL-Flumen und Drucksonden (Details s. o.) ausgestattet. Diese Zuflüsse liegen zwischen der ersten und zweiten Stellfalle, die zur Abflussregulierung⁶ des Heidenwuhrs dienen. Zwei weitere Drucksonden gleichen Typs wurden im unteren Teil des Einzugsgebiets installiert, eine am Ende des Heidenwuhrs und eine im Zulauf zum Bergsee, so dass an insgesamt acht Stellen im Einzugsgebiet des Bergsees der Wasserstand in den Gewässern hochaufgelöst (Messintervall 5 min) aufgezeichnet werden konnte (s. Abb. 2.3).

Durchflussermittlung

Zur Umrechnung von Wasserständen in Durchflusswerte lagen für die Pegel Altbach und Schöpfebach nur Abflusskurven für den Niedrig- bis Mittelwasserbereich vor. Die bestehenden Kurven dieser Pegel wurden durch eigene Abflussmessungen überprüft und auch für Hochwasserabflüsse bestimmt. Für die zusätzlich eingerichteten Messstellen wurden Abflusskurven selbst erstellt oder im Falle von definierten Messquerschnitten (90°-V-Überfall, HL-Flume) diese *in situ* überprüft. Für die zur Erstellung von Wasserstands-Abflussbeziehungen (Abflusskurve bzw. Pegelkurve) benötigten Abflussmessungen wurde grösstenteils die *Salzverdünnungsmethode* verwendet, wobei für Niedrigwasserabflüsse auch zum Teil die Methode der Gefässmessung zum Einsatz kam. Auf die Salzverdünnungsmethode wird hier nicht näher eingegangen, sondern auf eine ausführliche Arbeitsanleitung der Landesanstalt für Umweltschutz verwiesen (LfU 2002 c).

3.3.2 Klima und Niederschlag

Im unteren Teil des Einzugsgebiets wird vom Schluchseewerk beim Umspannwerk Kühmoos seit 1971 zuerst eine Niederschlagsstation und später ein Klimaturm mit stündlicher Datenaufzeichnung betrieben (Luftdruck, Strahlung, Temperatur, Luftfeuchte, Windstärke u. -richtung, Niederschlag). Der komplette Datensatz dieser Station stand zur Verfügung. Zusätzlich wurde eine Niederschlagsstation (ein Pluviograph und ein Totalisator) bei Rüttehof eingerichtet. Die ergänzende Aufzeichnung von Luft- und Bodentemperatur erfolgte in 5 min-Intervallen. Zwei Landwirte aus Rüttehof und Strick stellten ihre selbst erhobenen Niederschlagsdaten zur Verfügung (Tageswerte). Das Aufstellen eines weiteren Totalisators direkt am Rüttebach rundete das Messnetz ab (Wochenwerte).

⁶Wasser wird vor allem im Hochwasserfall dem natürlichen Gewässersystem Altbach-Dorfbach-Murg zugeleitet; im Niedrigwasserfall wird der überwiegende Teil durch das Heidenwuhr in den Schöpfebach übergeleitet (s. Kap. 2.1.2 u. Abb. 2.3).

3.3.3 Wassertemperatur

Im Einzugsgebiet des Bergsees wurden im Februar 2002 insgesamt zehn Temperaturlogger (Onset Optic StowAway Temp; Messbereich -5°C bis $+37^{\circ}\text{C}$, Auflösung $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$) in den Fließgewässern zur kontinuierlichen Messung der Wassertemperatur (T_w) platziert. Im Sommer 2002 kamen sechs weitere Temperaturlogger gleicher Bauart hinzu. Neben dem Hauptgewässerstrang Schneckenbach (3 Messstellen, s. Abb. 2.3), Heidenwuh (4) und Schöpfbach (2) wurde zunächst der Zufluss Rüttebach – später auch weitere Zuflüsse (Hüttenbach, Hüttner Moosbach, dessen Oberlauf, beide Quellbäche aus der *Neuen Zelg*, sowie der Auslauf eines ca. 2 ha grossen Fischteichs bei Strick) – mit zeitlich hoch auflösenden Wassertemperaturmessungen erfasst (10 min-Intervall, Mittelung von 100 Einzelmessungen innerhalb jedes Messintervalls). Zwei Messgeräte mussten ersetzt werden, so dass es zu Datenausfällen an zwei Standorten kam. Bzgl. einer ausführlichen Darstellung der *thermischen Verhältnisse der Fließgewässer im Hotzenwald* wird auf SCHNEIDER (2003) verwiesen.

3.3.4 Hydrochemie

Oberflächenwasser ist ein Gemisch aus Grund-, Boden-, Quell-, Regen- und Abwasser und dementsprechend in seiner chemischen Zusammensetzung starken Schwankungen unterworfen. Vor allem aber ist es von Natur aus ein idealer Lebensraum mit einer ungeheuer vielfältigen Organismenwelt (HÜTTER 1988). Durch punktuellen Einleiten von Abwässern und *diffusen Eintrag* aus *Abschwemmung* und *Auswaschung* von landwirtschaftlich genutzten Flächen werden ständig Krankheitserreger sowie Nähr- und Schadstoffe in die Gewässer eingetragen. Einleitung und diffuser Eintrag finden teils kontinuierlich, teils diskontinuierlich statt. Abflusswirksame Niederschlagsereignisse führen stoff- und eintragspfadspezifisch entweder zu Verdünnungseffekten oder zu Konzentrationsanstiegen, z. T. mit ausgeprägter *Hysterese*. Die chemische Beschaffenheit von Flusswasser schwankt deshalb stark in Abhängigkeit vom Abfluss und den beitragenden Abflusskomponenten. Je nach hydrometeorologischen Verhältnissen (Schneeschnitz, Bodenfrost, Starkregen, Dauerregen) und Vorereignisbedingungen (Bodenfeuchte, Grundwasserstand, aber auch zeitlichem Abstand zur letzten Düngung, Streusalz/Strassenentwässerung) kann es zu erheblichen Stoffeinträgen und im weiteren zu Störungen des biologischen Gleichgewichts kommen. Entsprechend ist für die Beprobung von Flusswasser eine ereignis- und abflussbezogene Probenahme zu wählen. Zur Frachtberechnung und Stoffbilanzierung ist insbesondere die volumenproportionale Beprobung mit automatischen Probenahmegeräten geeignet.

3.3.5 Probenahmestrategie

Messnetz

Im Frühjahr 2002 wurde das Messnetz für das Einzugsgebiet Bergsee konzipiert und aufgebaut. Ausgehend von vorhandenen Pegel- und Klimastationen sowie ehemaligen Probenahmestellen der Gewässerdirektion (GwD) wurde das Messnetz verdichtet. An den Pegeln Altbach und Schöpfbach erfolgte die Aufzeichnung des Wasserstands mit Pegelschreibern und zusätzlich mit Einperlmusername (Isco 2870), um die jeweiligen automatischen Probenahmegeräte (Isco 6700) entsprechend der vorliegenden Wasserstands-Abfluss-Beziehung *volumenproportional* zu steuern. Am Zusammenfluss von Schneckenbach und Rüttebach wurden zwei weitere Probenahmegeräte (Isco 2900) in Betrieb genommen. Ihre Aktivierung erfolgt zeitsynchron beim Überschreiten eines definierten HW-Schwellenwerts (28.5 cm, s. Kap. 3.1.1) im Rüttebach (zeitproportionale Ereignisbeprobung, Probenahmeintervall 15 min).

Ereignisbezogene zeitproportionale Probenahme

Abflüsse grösser 60 l/s bzw. 86 l/skm² am Pegel Rüttebach (h_A von 0.31 mm/h bzw. 7.41 mm/d) wurden als relevante Ereignisse bzw. *probenahmeauslösende Abflüsse* ($Q_p = 3 \cdot MQ$, s. Kap. 3.1.1) definiert und beprob. So konnten selbst im Trockenjahr 2003 insgesamt sechs Ereignisse in der Messperiode von März-Dezember beprob. werden. Die Dauer der Probenahme sollte möglichst das gesamte Ereignis erfassen, was jedoch bei mehrgipfeligen⁷ Ereignissen nicht immer gewährleistet werden kann. Da die Hochwasserwellen in nanochorischen⁸ Einzugsgebieten kleiner 1 km² sehr schnell abfließen (meist innerhalb von zwei Stunden), liegt das optimale zeitproportionale Probenahmeintervall zwischen 10 und 30 min (Rüttebach/Schneckenbach 15-30 min⁹), was einer Gesamtbeprobungszeit von 4 bis 12 h entspricht. Dabei ist zu beachten, dass nie das gesamte Hochwasser beprob. werden kann, da der ansteigende Ast bis zum Erreichen des Schwellenwerts nicht mit berücksichtigt wird. Eine weitere Schwierigkeit liegt darin, dennoch Proben im ansteigenden Ast zu erfassen. Deshalb darf der die Probenahme auslösende Wasserstandswert W_p (28.5 cm für Pegel Rüttebach) nicht zu hoch gewählt werden, d. h. er muss möglichst mehr als ein Probenahmeintervall vor dem Scheitelabflusses des zu erfassenden Ereignisses erreicht werden. Am Zusammenfluss von Rüttebach und Schneckenbach steuert deshalb der schnell reagierende Zufluss Rüttebach die Probenahme im

⁷Ereignisse mit mehreren Hochwasserwellen.

⁸Nach STEINHARDT & VOLK 2001, entspricht in der Hydrologie der unteren Mesoskala (BECKER 1992).

⁹Ausnahme im Herbst 2002: Probenahmeintervall von 120 bzw. 240 min, entsprechend 2 resp. 4 Tage Gesamtbeprobungszeit.

Hauptgewässer, so dass dort Proben einerseits im ansteigenden Ast, andererseits möglichst zeitsynchron gezogen werden. Wird W_p zu niedrig gewählt, werden auch unbedeutende Wasserstands- bzw. Abflussschwankungen erfasst (und die eigentlich wichtigen Ereignisse evtl. nicht, da dann das Gerät schon mit Proben befüllt ist). Für eine optimale Gerätesteuerung ist es von Vorteil, wenn der Messquerschnitt des Wasserstandsensors so gewählt wird, dass ein merklicher Anstieg des Abflusses auch eine signifikante Erhöhung des Wasserstands hervorruft (z. B. durch Einbau eines V-Überfalls).

Volumenproportionale Probenahme

Zur Frachtberechnung und Stoffbilanzierung ist insbesondere die *volumenproportionale Probenahme* (nach DIN 38402, Teil 11) mit automatischen Probenahmegeräten geeignet. Die Festlegung des probenahmeauslösenden Durchflussvolumens (V_p) setzt voraus, dass die *Hauptwerte* (MHQ , MQ u. MNQ bzw. MHW , MW u. MNW) ungefähr bekannt sind und ein kalibrierter Pegel mit einer bekannten Wasserstands-Abfluss-Beziehung samt kontinuierlicher Erfassung des Durchflusses eingerichtet ist. Die Probenahme wird bei Erreichen des V_p ausgelöst. Eine *Durchschnittsbeprobung*¹⁰ (DIN 38402, Teil 11) ermöglicht durch die Wahl eines entsprechend niedrigeren V_p kürzere Probenahmeintervalle und dient damit der zeitlich höher aufgelösten Erfassung von Hochwasserereignissen (Probenahme am Pegel Altbach bei Hochwasser alle 15 min, bei Niedrigwasser alle 5 h oder länger).

Stichtagsbeprobung

Im Einzugsgebiet wurden insgesamt sechs umfangreiche Stichtagsbeprobungen durchgeführt, drei im Frühjahr (Mitte April), drei im Herbst (Mitte Oktober). Neben den *in situ* gemessenen physiochemischen Parametern (T_w , LF und pH) wurde die Hydrochemie dieser Proben im Labor bestimmt (Si , DRP , TP , NO_3^- , K^+ , LF , pH). Gleichzeitig wurden alle gefassten und zahlreiche ungefasste Quellen im Einzugsgebiet des Schneckenbachs und des Heidenwuhrs im Rahmen der Stichtagsbeprobung mit gemessen.

Zusätzlich wurden zehn ausgewählte Probenahmepunkte im oberen Teil des Bergsee-einzugsgebiets wöchentlich beprobt (Februar-Dezember) und im Labor analysiert (Si , DRP , LF , teilweise TP und pH). Dabei wurden unter anderem alle Standorte der Probenahmegeräte (Pegel Altbach, Pegel Schöpfbach, Rüttebach-Zusammenfluss, Schneckenbach-Zusammenfluss), die Einleitung der ARA Rüttehof, der Rüttebach oberhalb der ARA sowie der beiden abflusstärksten Zuflüsse des Heidenwuhrs in Mittellauf und Mündungsbereich beprobt.

¹⁰Besondere Form der Mischprobe, die nach vorgegebenen Regeln aus Einzelproben von automatischen Probenahmegeräten kontinuierlich oder diskontinuierlich gesammelt wird und bzgl. eines Kriteriums, im vorliegenden Fall hinsichtlich eines bestimmten Durchflussvolumens, repräsentativ ist.

Quellbeprobung

Quellwasser ist unmittelbar an seinem Austritt aus dem Gesteins- bzw. Bodenkörper als Grundwasser anzusprechen (HÜTTER 1988). Alle gefassten Quellen im Einzugsgebiet des Schneckenbachs und des oberen Teils des Heidenwuhrs wurden monatlich in situ beprobt (Q , T_w , LF). Im Rahmen der saisonalen Stichtagsbeprobung und während besonderer Abflusssituationen (Hochwasserperiode im Herbst 2002, Trockenperiode im Sommer 2003) wurden auch Wasserproben abgefüllt und im Labor analysiert (LF , pH , Si , DRP , NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-).

Abwasserbeprobung

Von der Gemeinde Rickenbach wurden freundlicherweise die Hydrochemiedaten der ARA Rütthof zur Verfügung gestellt. Zusätzlich wurde das gereinigte Abwasser der ARA wöchentlich beprobt (LF , pH , Si ; nach Verdünnung DRP , TP , teilweise DP , NO_3^-).

3.3.6 Niederschlagsbeprobung

Die Niederschlagsstation Rütthof ist für die Niederschlagsbeprobung zusätzlich zum Pluviograph mit einem Totalisator (wöchentliche Messung oder ereignisbezogene Beprobung) und einem speziell gegen Verdunstungsprozesse geschütztem Monatstotalisator ausgestattet. Während des *Deuterium*-Experiments wurde zusätzlich ein Totalisator direkt in der Uferzone des Rüttebachs oberhalb der ARA betrieben und manuell beprobt.

3.3.7 Sedimentbeprobung

In der Dissertation von KATTERFELD (in Arbeit) wurde 2003 damit begonnen, das Sediment von Schneckenbach und Rüttebach genauer zu betrachten. Hauptaugenmerk der Sedimentuntersuchung liegt auf der Bestimmung der Korngrößenverteilung und wichtiger Nährstoffe (C_{org} , C_{anorg} , BAP_{CO_2} , TP_{KNO_3}). Dabei wurde ein ca. 60 m langer Abschnitt des Schneckenbachs oberhalb der Einmündung des Rüttebachs mit fünf Interstitialsonden instrumentiert. Jede der Sonden ermöglichte manuelle Wasserbeprobungen und kontinuierliche Wassertemperaturmessungen in drei verschiedenen Tiefen (20, 40 und 70 cm). Dieser Abschnitt des Schneckenbachs sowie der untere Teil des Rüttebachs rückten im weiteren Verlauf der Arbeit ins Zentrum der Sedimentuntersuchungen. Darüber hinaus wurden mehrere Querprofile eingemessen, um tiefenerosionsbedingte Veränderungen zu dokumentieren. An ausgewählten Stellen wurden Erosionsmessnägels zur Erfassung der Seitenerosion im Böschungsbereich der Ufer platziert. Um den Geschiebetransport abschätzen zu können, wurde Anfang 2004 eine Geschiebefalle ca. 100 m oberhalb des Untersuchungsabschnitts im Schneckenbach installiert.

3.3.8 Bodenbeprobung

Im Rahmen einer von Prof. JAHN (*Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung, Universität Halle-Wittenberg*) betreuten Diplomarbeit wurden im Herbst 2003 im Bereich des oberen Rüttebachs zwei Bodensäulen extrahiert und mehrere Bodengruben horizontbezogen beprobt (MODESTI 2004). Darüber hinaus konnten im Rahmen des *Geoökologischen Geländepraktikums 2003 des Geographischen Instituts der Universität Basel* im Rüttebach- und Schneckenbachtal zahlreiche Bodengruben beprobt werden. Die Standorte der Bodengruben wurden anhand von zuvor erhobenen Pürckhauer-Proben möglichst repräsentativ ausgewählt. Im weiteren Verlauf der Arbeiten wurden Bodenproben in der obersten Bodenschicht vor allem im Bereich des Rüttebachs und des oberen Schneckenbachs gezogen.

3.4 Labormethoden - Wasseranalytik

Im Folgenden werden alle die Wasseranalytik betreffenden Methoden beschrieben, wobei es sich vorwiegend, aber nicht ausschliesslich, um Labormethoden handelt. Bei den saisonalen Stichtagsbeprobungen, den monatlichen Quellbeprobungen und den wöchentlichen Routineproben wurde immer elektrische Leitfähigkeit (LF) und Wassertemperatur (T_w) *in situ* ermittelt (WTW LF 92). Ergänzend wurde z. T. auch *Oxiumionen*-Konzentration (H_3O^+ , pH -Wert bzw. pH), Redoxpotential und Sauerstoffsättigung gemessen (Ahlborn Almemo-Logger 2290). Die Parameter LF und pH -Wert wurden deshalb z. T. *in situ und* im Labor bestimmt. Während der Schneeschmelze wurde teilweise der Parameter LF kontinuierlich über mehrere Tage aufgezeichnet (Ahlborn Almemo-Logger 2290).

3.4.1 Probenvorbereitung

Die Proben wurden in Polyethylen-Flaschen abgefüllt und im Gelände luftdicht verschlossen. Bis zur Analyse lagerten die Proben einem Kühlraum bei $2-4^\circ C$ im Dunkeln, wobei beim Einlagern der luftdichte Verschluss nochmals überprüft wurde. Die hydrochemische Analyse aller Wasserproben erfolgte im *Labor des Geographischen Instituts der Universität Basel*. Alle Proben wurden zuerst homogenisiert (Polytron PT-2100, Kinematica AG) und dann je nach Bedarf filtriert (Membranfilter, Porenweite $0.45\mu m$). Generell wurden die Proben bzgl. ihrer Kohlenstoff-, Stickstoff- und Phosphorfraktionen möglichst am Tag der Probenahme oder am darauf folgenden Tag analysiert. Während zwei mehrwöchigen Hochwasserperioden im Herbst 2002 und 2004 entstand ein Probenstau (v. a. Phosphataufschlüsse), so dass dieser Takt nicht immer eingehalten werden konnte. Allerdings erfolgte die Analyse der Proben auch in diesem Fall schnellstmöglich.

3.4.2 Physikalisch-chemische Parameter

Die elektrische Leitfähigkeit (LF) eines Wassers beruht auf dessen Gehalt an Ionen und ermöglicht u. a. Rückschlüsse bzgl. seines Gesamt-Mineralstoffgehalts. Sie dient als *Summenparameter* für gelöste, dissoziierte Stoffe, da sie vom Dissoziationsgrad der gelösten Elektrolyte, von deren elektrochemischen Wertigkeit, von der Ionenbeweglichkeit (Wanderungsgeschwindigkeit der einzelnen Ionen in Feldrichtung) und der Wassertemperatur (T_w) abhängt. Da für eine zu messende Wasserprobe die Wertigkeit der Ionen und deren Wanderungsgeschwindigkeit konstant sind, ist bei konstanter T_w die LF eine Funktion der Ionenkonzentration (HÜTTER 1988).

Da sich der pH -Wert einer Wasserprobe infolge chemischer, physikalischer und biologischer Vorgänge rasch verändern kann und sich nicht stabilisieren lässt, sollte die Bestimmung möglichst *in situ* erfolgen. Bei Messungen von pH -Werten in Wässern mit $LF < 100 \mu S/cm$ sind *in situ*-Messungen mit Feldmessgeräten aber mit grossen Unsicherheiten und hohem Zeitaufwand verbunden. In diesem Fall ist es von Vorteil, die Analytik im Labor mit empfindlicheren Laborgeräten vorzunehmen. Die Probe sollte hierzu in vollständig gefüllter Flasche unter Ausschluss von Luft entnommen und so rasch wie möglich im Labor untersucht werden (HÜTTER 1988). Die Analyse der Wasserproben hinsichtlich ihrer physikalisch-chemischen Parameter wurde möglichst am Tag der Probenahme oder am darauf folgenden Tag durchgeführt.

Elektrische Leitfähigkeit

Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit (LF) im Labor wurde bei Raumtemperaturen um $20^\circ C$ vorgenommen. Um Fehler im Zusammenhang mit der Temperatur der Proben zu erkennen, wurde auch diese Temperatur (Sensor PT-100) bestimmt. Die LF -Messung erfolgte mit einer Eintauch-Messzelle mit Temperaturkompensation (Conductometer 660, Metrohm). Alle Leitfähigkeiten in dieser Arbeit werden in $\mu S/cm$ für eine Bezugstemperatur von $20^\circ C$ angegeben.

Oxiumionen-Konzentration

Die Messung von pH -Werten in elektrolytarmen ($LF < 100 \mu S/cm$, s. o.), schwach gepufferten Wässern stellt an Elektrode und Messtechnik höchste Anforderungen. Das Problem besteht darin, dass ein Bereich hoher Ionenstärke (Elektrolytfüllung der Elektrode) von einem Bereich mit nur sehr geringer Ionenstärke (Messlösung) durch ein Diaphragma getrennt wird und dabei zwischen Diaphragma und pH -sensitiver Glasmembran ein sehr hoher Widerstand herrscht. Messtechnisches Kennzeichen derartiger Verhältnisse ist die hohe Anströmeempfindlichkeit, sowie eine lange Anpassungszeit (30 min und mehr), bis zur Einstellung eines halbwegs stabilen Messwerts

(HÜTTER 1988). Wegen des hohen Zeitaufwands wurden die pH -Messungen auf ausgewählte Proben (v. a. Stichtagsproben, Fluoreszenztracerproben) beschränkt. Die Messungen im Labor erfolgten mit einer Einstabmesskette (pH -Meter 654 bzw. 691, Metrohm) mit Glasdiaphragma ($Ag/AgCl$; KCl , 3 mol/l). Die Elektrode (pH -Elektrode mit PT-1000, Art. 6.0257.000, Methrom) wurde vor Beginn der Messungen durch Einstellen in Wasser des Schneckenbachs konditioniert.

3.4.3 Phosphor

Phosphorverbindungen können in natürlichen Wässern und Abwässern sowohl in gelöster als auch in ungelöster Form vorkommen und durch entsprechende Probenvorbehandlung differenziert erfasst werden. Die Summe aller Phosphatfraktionen aus organischer Gesamt-Konzentration an Phosphaten, sowie die als ortho-Phosphate oder Polyphosphate gelösten Fraktionen werden korrekt als *Gesamt-Phosphat-Phosphor* (total phosphate-phosphorus, $TP-P$, im weiteren TP) bezeichnet, ein etwas umständlicher Begriff, der sich in der Praxis nicht durchgesetzt hat. Vielmehr wird im Zusammenhang mit Fragen der Phytoplankton-Limitierung und Eutrophierung der Begriff *Gesamt-Phosphor* (total phosphorus, TP) verwendet, obwohl Phosphor im Wasser auch in mineralischen Verbindungen vorkommen kann, die nicht von Plankton aufgenommen und zur Bildung von Biomasse verwertet werden können. Zusammengefasst lässt sich für Phosphor feststellen:

- Gelöster Phosphat-Phosphor (dissolved phosphate-phosphorus, $DP-P$ im weiteren DP) begrenzt die Aufnahme,rate,
- Zellinternes Phosphat begrenzt die Zellteilungsrate und somit die Wachstumsrate der Populationen,
- Gesamt-Phosphat-Phosphor ($TP-P$ bzw. TP) begrenzt die maximal mögliche Biomassen-Konzentration, die im Gewässer erreicht werden kann.

Die Konsequenz für die Praxis ist, dass Konzentrationen aus gelöstem Phosphat wenig über die P -Limitierung des Phytoplanktons aussagen. Nur eine Aussage kann eindeutig getroffen werden: Wenn gelöstes Phosphat nachweisbar ist, also vom Phytoplankton *übrig gelassen* wurde, liegt keine P -Limitierung vor (HÖLL 2002). Alle in dieser Arbeit angegebenen Werte werden auf elementaren Phosphor bezogen (TP , DP , DRP).

Von den drei Anionen der ortho-Phosphorsäure ist in natürlichen Wässern meist nur das Hydrogenphosphat-Ion (HPO_4^{2-}) existent und auch dieses kommt in der Regel nur in Mengen von 0.1 mg/l HPO_4^{2-} und darunter vor, da die Phosphate vom Boden gut adsorbiert werden. Werte von > 0.3 mg/l Phosphat sowohl im Grundwasser als auch im Oberflächenwasser sind fast ausschliesslich das Produkt anthropogener Verun-

reinigungen (Abwässer, Dünger, Stallmist, Schwemmmist, Gülle bzw. Jauche). Phosphatkonzentrationen $> 0.5 \text{ mg/l}$ in Gegenwart ausreichender Mengen an Stickstoffverbindungen führen bereits zur Überernährung von Algen und Wasserpflanzen und zu daraus resultierender Störung des biologischen Gleichgewichts stehender Gewässer, sowie beschleunigter Eutrophierung (HÜTTER 1988). Der Phosphatgehalt häuslicher Abwässer liegt bei ca. 10 mg/l . Phosphat wird in mechanisch-biologischen Abwasserreinigungsanlagen nicht vollständig zurückgehalten. Restkonzentrationen von $0.5\text{--}1 \text{ mg/l}$ Phosphat werden noch als zumutbar angesehen (BUCKSTEEG 1969).

Gesamtposphat-Phosphor

Die unfiltrierten Proben werden in einem Mikrowellenofen (Lawis Ethos EM-2, Microwave Laboratory Systems) bei Temperaturen von bis zu 150°C durch ein starkes Oxidationsmittel (Oxisolv, $\text{K}_8\text{O}_2(\text{SO}_4)_2$, Merck) aufgeschlossen, d. h. alle in der Probe vorliegenden *P*-Fraktionen (total phosphorus, *TP*; DIN38405-D 11-4) werden zu HPO_4^{2-} oxidiert. Hierzu wurden 10 ml Probe und 20 mg Oxisolv in Teflongefäße gefüllt und dann in zwei Schritten zuerst in 15 min auf 100°C (250 W) und anschliessend 18 min lang auf 150°C (400 W) erhitzt, gefolgt von einer 20 min dauernden ventilierten Abkühlphase. Nach weiterem Abkühlen bis auf Raumtemperatur von ca. 25°C werden die Proben filtriert und 5 ml Probe in Reagenzgläser abpipettiert. Zur Bestimmung der HPO_4^{2-} -Konzentration der Probe wird anschliessend ein photometrisches Verfahren, die Methode nach VOGEL, angewandt (Photometer Lambda II, Perkin-Elmer, $\lambda = 824 \text{ nm}$).

Gelöster Gesamtposphat-Phosphor

Filtrierte Proben ermöglichen die Bestimmung von gelöstem Gesamtposphat-Phosphor (dissolved phosphorus, *DP*). Die filtrierten Proben werden mit demselben Verfahren aufgeschlossen und analysiert wie *TP* (Beschreibung siehe dort).

Orthophosphat-Phosphor bzw. gelöster reaktiver Phosphor

Filtrierte Proben ermöglichen die Bestimmung von gelöstem reaktivem Phosphor (Orthophosphat, dissolved reactive phosphorus, *DRP*), welcher in Abhängigkeit vom *pH*-Wert vorwiegend als HPO_4^{2-} -Ion vorliegt. Es werden jedoch auch andere, in kolloider bzw. oligomerer Molekülgrössenfraktion vorliegende *P*-Species mit erfasst. Zur Bestimmung von HPO_4^{2-} wird ebenfalls die Methode nach VOGEL angewandt (siehe unter *TP*).

3.4.4 Stickstoff

Stickstoffverbindungen (N) werden in starkem Masse durch mikrobielle Redoxvorgänge gebildet bzw. abgebaut. Neben seiner mineralischen Herkunft (Salpeter) ist das Vorhandensein von Nitrat meist auf die Mineralisation organischer Stickstoffverbindungen, z. B. vollständiger Abbau der aus Eiweiss entstehenden Aminosäuren, zurückzuführen (HÜTTER 1988). Im Rahmen dieser Arbeit wurde Nitrat-Stickstoff (NO_3-N , im weiteren NO_3) nur zur groben Abschätzung der N -Dynamik untersucht, andere N -Verbindungen (Ammonium, Nitrit) oder die N -Bilanzierung waren nicht Ziel der Untersuchungen. Alle Werte in dieser Arbeit sind auf elementaren Stickstoff bezogen (NO_3-N).

Nitrat unterliegt als Nährstoff im Stoffkreislauf starken biochemischen Umsetzungen. Als Minimumfaktor ist es vor allem für die Eutrophierung von Küstengewässern verantwortlich, während in Binnengewässern diese Rolle meist dem Phosphat zukommt. Der Eintrag in die Böden erfolgt einerseits durch atmosphärische Deposition, welche in den letzten Jahrzehnten mehr oder weniger konstant geblieben ist (ARMBRUSTER et al. 2003), andererseits durch das Ausbringen von künstlichem oder organischem Dünger (Stallmist, Schwemmmist, Gülle bzw. Jauche).

Nitrat-Stickstoff

Die Nitratkonzentrationen (NO_3^- , DIN 38405-D 20) wurden mittels Ionenchromatographie (IC) bestimmt. Das Verfahren der IC (detaillierte Beschreibung in Kap. 3.4.6) ist nach HÜTTER (1988) vor allem zur Bestimmung von Anionen in wenig belasteten Wässern geeignet, d. h. für NO_3^- im Konzentrationsbereich von 0.1 - 50 mg/l (Chlorid 0.1 - 50 mg/l, Sulfat 0.1 - 100 mg/l). Neben NO_3^- wurden gleichzeitig auch die Konzentrationen der Anionen Chlorid und Sulfat ermittelt.

3.4.5 Organischer Kohlenstoff

Da organische Substanzen im Wasser sowohl in gelöster als auch in ungelöster Form vorliegen können, setzt sich der gesamte organisch gebundene Kohlenstoff (total organic carbon, TOC) aus gelöstem organischem Kohlenstoff (dissolved organic carbon, DOC) und ungelöstem organischen Kohlenstoff (particulate organic carbon, POC) zusammen. Alle Werte in dieser Arbeit sind auf elementaren Kohlenstoff bezogen.

Gesamter organisch gebundener Kohlenstoff

Der gesamte, organisch gebundene Kohlenstoff (TOC , DIN 38409-H 3) ist ein Mass für den Gehalt an organischen Wasserinhaltsstoffen und so als Messgrösse für die Reinheit bzw. Verschmutzung von Trink-, Oberflächen-

oder Abwasser verwendbar. Als Summenparameter ist er ein *Indikator* für die Belastung mit organischen Substanzen. Der *TOC* ist eine exakt definierbare und direkt messbare absolute Grösse. Allerdings muss beachtet werden, dass der Kohlenstoffgehalt organischer Substanzen zwischen 92 % der Masse (Ethin, C_2H_2) und 28 % der Masse (Ameisensäure, $HCOOH$) schwanken kann. Natürliche Wässer enthalten meist 2-5 mg/l *TOC* (HÜTTER 1988). Der *TOC*-Gehalt wurde mittels katalytischer Hochtemperatur-Oxidation mit einem *TOC*-Analysator bestimmt (*TOC*-5000A, Shimadzu). Dabei wurde zuerst der gelöste anorganische Kohlenstoff ausgetrieben und mit hochreiner CO_2 -freier Luft ausgeblasen (ASI-5000A, Shimadzu).

Gelöster organischer Kohlenstoff

Der gelöste organische Kohlenstoff (*DOC*) setzt sich als Summenparameter aus einer Vielzahl von Einzelsubstanzen zusammen, die als Gemeinsamkeit die organische Verbindung besitzen. In natürlichen Gewässern bestehen ca. 50 % des *DOC* aus Huminstoffen (Fluvo- und Huminsäuren). Der *DOC* beinhaltet alle organischen Substanzen, die sich im Filtrat nach der Passage eines Filters mit 45 μm befinden. Die sich anschliessende Analytik ist identisch mit der des *TOCs*.

3.4.6 Ionen (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , K^+)

Anionen

Die Anionen Cl^- , NO_3^- und SO_4^{2-} (nach DIN EN ISO 103041) wurden ionenchromatographisch mit einer Trennsäule getrennt (Metrosep Cation 1-2, Metrohm) und mit einem Leitfähigkeitsdetektor erfasst (Ion Chromatograph 690, Metrohm). Als Eluent wurde eine 8 $mmol/l$ Phthalsäure-Lösung verwendet. Die Anionen wurden nur für ausgewählte Wasserproben mit Schwerpunkt auf den Stichtagsbeprobungen bestimmt.

Kationen

Von den Kationen wurde nur das für oberflächennahe Prozesse charakteristischen Kation K^+ untersucht. Nach der Stabilisierung der in Polyethylenflaschen transportierten Wasserproben mittels 2 %-igem Acetonil (einstellen auf pH 4) wurde der Gehalt des Kations K^+ mittels Atom-Absorptions-Spektrometrie (AAS, Varian Spectra AA-800) flammenphotometrisch bestimmt.

3.4.7 Gelöste Kieselsäure

Die in Polyethylenflaschen transportierten Wasserproben wurden mit 0.5 M Schwefelsäure auf einen pH -Wert von 3 eingestellt. Die im Wasser gelöste

Kieselsäure (*Silikat*, *Si*, nach DIN 38405-T 21) bildet mit Molybdat-Ionen (Ammoniumheptamolybdat-Tetrahydrat) in Gegenwart von Ascorbinsäure als Reduktionsmittel einen blauen Molybdatsilikat-Komplex. Dessen Absorption wurde bei einer Wellenlänge von 810 nm in einem UV/VIS-Spektrophotometer gemessen (Lambda II, Perkin-Elmer, mit 1 cm Quarzküvette). Alle Werte in dieser Arbeit sind auf elementares Silizium (*Si*) bezogen. Kieselsäure ist in geringer Menge in allen natürlichen Wässern teils in gelöster Form, teils in kolloidalem Zustand vorhanden. Die Kieselsäure liegt je nach *pH*-Wert als Silkat-Ion (*Si*) wechselnder Zusammensetzung oder als undissoziierte freie Säure vor.



Der Kieselsäuregehalt natürlicher Wässer ist auf die Verwitterung der Gesteine zurückzuführen und liegt meist bei 5 - 8 mg/l *Si*. Besonders sehr weiche Wässer können jedoch geologisch bedingt diesen Wert deutlich übersteigen (HÜTTER 1988).

3.4.8 Fluoreszenztracer

Die Analytik der Uranin-Proben wurden vom *Institut für Hydrologie der Universität Dresden* mit einem Spektralfluorometer (Perkin-Elmer LS 50 B) durchgeführt. Bis zur Messung wurden alle Proben gekühlt und unter Lichtabschluss gelagert. Der Transport nach Dresden erfolgte in einer grossen lichtdichten Plastiktonne, in der die Proben zusätzlich in zwei robuste schwarze Plastiksäcke verpackt waren. Die Analysen wurden nach dem *Synchronscan-Verfahren* durchgeführt, bei dem Excitations- und Emissionswellenlänge mit konstantem Abstand über einen bestimmten Wellenlängenbereich verändert werden (KÄSS 1992). Vor der Messung wurde das Gerät anhand einer mit „*Basler Uranin*“ erstellten Verdünnungsreihe kalibriert. Proben mit Konzentrationen, die deutlich im sichtbaren Bereich ($> 100 \text{ ppb}$ *Uranin*) lagen, wurden vor der Messung mit destilliertem Wasser verdünnt. Die Messung der Fluoreszenzintensität ist mit einem Fehler von ca. $\pm 1 - 2\%$ recht präzise.

3.4.9 Stabile Isotope

Ein Teil der Isotopenanalytik (2H , ^{18}O) erfolgte im Rahmen einer Kooperation mit dem *Institut für Hydrologie der Universität Freiburg*. Dort erfolgen die Analysen der Wasserproben mit einem Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS, Finnigan/Mat Delta S). Da die Messung nur an Gasen durchgeführt werden kann, wird in Freiburg für die Messung von ^{18}O eine CO_2/H_2O -Equilibrierereinheit und für die Messung von *Deuterium* ein *H*-Device mit Chrom-Reduktionsmethode verwendet. Der andere Teil der Isotopenanalytik erfolgte am *Institut für Umweltgeowissenschaften der Universität Basel*

mit dem dortigen Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer (CF-IRMS, Finnigan/Mat Delta XP).

Da das Isotopenverhältnis leichter und präziser als die absolute Isotopenzahl zu messen ist, hat sich in der Isotopenanalytik die δ -Notation durchgesetzt. Dabei wird das Verhältnis der Isotope in Promille der Abweichung relativ vom Bezugsstandard *Vienna Standard Mean Ocean Water* (*VSMOW*) angegeben (MOSER & RAUERT 1980).

$$\delta - Probe = 1000 \cdot \frac{R_{Probe} - R_{VSMOW}}{R_{VSMOW}} = 1000 \cdot \left[\frac{R_{Probe}}{R_{VSMOW}} - 1 \right] \quad (3.10)$$

R_{Probe} : Isotopenverhältnis der Probe

R_{VSMOW} : Isotopenverhältnis des *VSMOW*

R_D bzw. R_{18O} : D bzw. ^{18}O -Isotopenverhältnis der Probe

$$R_{18O} = \frac{[H_2^{18}O]}{[H_2^{16}O]} \quad (3.11)$$

$$R_D = \frac{[HD^{16}O]}{[H_2^{16}O]} \quad (3.12)$$

Die Werte des *VSMOW* sind:

$$R_{18O} = 2.0052 \cdot 10^{-3} \quad (3.13)$$

$$R_{2H} = 1.5576 \cdot 10^{-4} \quad (\text{auf Molekülzahlen bezogen}) \quad (3.14)$$

$$R_{2H} = 3.1152 \cdot 10^{-4} \quad (\text{auf Atomzahlen bezogen}) \quad (3.15)$$

Der Messfehler liegt für ^{18}O bei $\pm 0.2\%$ (2σ -Standardabweichung) und für 2H bei $\pm 1.0\%$.

3.4.10 Schwebstoff

Die Schwebstoffabtrennung einer Wasserprobe erfolgt durch Filtration (Porengrösse $0.45\ \mu m$) auf einer Filternutsche unter Wasserstrahlvakuum. Nach halbstündiger Trocknung im Trockenschrank bei $105^\circ C$ werden die Filter mit den Schwebstoffen (suspended sediment, *SS*) ca. eine halbe Stunde zum Abkühlen im Exsikator belassen und anschliessend einzeln mit einer Präzisionswaage auf $0.1\ mg$ genau gewogen. Durch Abzug des vorab bestimmten Eigengewichts des Filterpapiers erhält man so den Schwebstoffanteil in mg (Filtrerrückstand), welcher nach Division durch das filtrierte Probenvolumen dem Schwebstoffgehalt in mg/l entspricht.

3.5 Labormethoden - Bodenanalytik

Im Folgenden werden alle die Bodenanalytik betreffenden Methoden beschrieben, wobei es sich in erster Linie um Labormethoden handelt. Vor allem im Sommer und Herbst 2003 wurden an mehreren Standorten Bodenprofile horizontbezogen beprobt oder - meist gerinnenah - Proben in der obersten Bodenschicht genommen.

3.5.1 Probenvorbereitung

Die Proben wurden in Plastikbeutel abgefüllt und dann direkt im Gelände dicht verschlossen. Bis zur Analyse wurden die Proben bei 2-4 °C im Dunkeln in einem Kühlraum gelagert. Alle Bodenproben wurden bzgl. ihrer Bodenchemie im Labor des *Geographischen Instituts der Universität Basel* analysiert.

3.5.2 Phosphor im Boden

Bei der Extraktion austauschbarer Nährstoffe aus Bodenproben werden die Kationen von der sorbierten Phase in die gelöste Phase einer Extraktionslösung bis zum Einstellen eines Gleichgewichts überführt. 5 g Bodenmaterial werden auf einer Waage in eine 100 ml Polyethylenflasche eingewogen. Anschliessend werden 50 ml Amoniumlaktat-Essigsäure (AL) hinzugegeben. Die Probe wird dann - gut verschlossen - 4 h lang auf eine Schüttelmaschine gestellt. Danach wird das Extrakt mit einem Faltenfilter (Faltenfilter Schleicher-Schüll 0790 1/2) filtriert. Diphosphorpentoxid (P_2O_5) wird mit einem photometrischen Verfahren, der Methode nach DIRK & SCHEFFER bestimmt (Photometer Lambda II, Perkin-Elmer, $\lambda = 824 \text{ nm}$).

3.5.3 Organischer Kohlenstoff im Boden

Der Gehalt von organischen Kohlenstoff (organic carbon, C_{org}) wurde auch für Bodenproben bestimmt. Alle Werte in dieser Arbeit sind auf elementaren Kohlenstoff bezogen. Um bei Bodenproben aus kalkhaltigen Substraten den Gehalt an C_{org} zu bestimmen, muss auch der anorganische (= mineralische) Kohlenstoff (anorganic carbon, C_{anorg}) bestimmt werden.

$$C_{tot} = C_{anorg} + C_{org} \quad (3.16)$$

Da für die Analyse nur sehr geringe Probemengen benötigt werden, ist eine spezielle Homogenisierung erforderlich. Feldfrisches Probenmaterial wird dazu bei 40 °C im Trockenschrank getrocknet, anschliessend mit dem Mörser zerkleinert, gesiebt ($< 2 \text{ mm}$) und dann in einer Planetenschwingmühle 9 min lang zerkleinert. Durch die hohe Temperatur von 1'050 °C bei der Verbrennung der Probe wird neben C_{org} auch C_{anorg} verbrannt. Mit einem

CHN-Gasanalysator (Leco *CHN*-1000) wird folglich der Gehalt an Gesamtkohlenstoff (total carbon, C_{tot}) bestimmt. Nach vorheriger Überführung anorganischen Kohlenstoffs in CO_2 wird in einem Zusatzgerät des *CHN*-Analysators (CC 100) der Gehalt an C_{anorg} separat ermittelt. Die Differenz $C_{tot} - C_{anorg}$ ergibt den Anteil von C_{org} .

3.5.4 Bodensäulenexperimente

Zwei ungestörte Bodensäulen aus dem oberen Rüttebachtal wurden im Rahmen einer von Prof. JAHN (*Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung, Universität Halle-Wittenberg*) betreuten Diplomarbeit von MODESTI (2004) experimentell untersucht. Flankierend wurden Profilansprachen *in situ* und eine Standortanalyse durch Horizontproben durchgeführt (Bodenanalytik dieser Proben in Halle). Ziel der Arbeit war es, die Stoffdynamik eutrophierungsrelevanter Substanzen, vornehmlich N , P und DOC , im Boden zu untersuchen. Im Vordergrund standen folgende Fragen:

- Unter welchen Umständen und in welchen Mengen werden P , N und DOC aus den Böden ausgewaschen?
- Welchen Einfluss hat eine Gülleapplikation auf die N -, P - und DOC -Dynamik?
- Wie hoch ist die Gefahr der Eutrophierung von Oberflächengewässern (Rüttebach bzw. Bergsee) unter Berücksichtigung des Auswaschungsverhaltens der dort vorliegenden Böden?

Zur Klärung dieser Fragen wurden umfangreiche Laborexperimente vorwiegend unter gesättigten Bedingungen durchgeführt. Um die im Rüttebachgebiet typische Grünlandbewirtschaftung zu simulieren, wurde Gülle analytisch untersucht und anschliessend im Rahmen der Säulenversuche appliziert. Die nach der Güllegabe gemessenen Stoffausträge wurden mit den Nährstoffgehalten der Gülle und den zuvor ermittelten Stoffausträgen durch Beregnung ohne Gülleapplikation verglichen und anschliessend bilanziert. Bzgl. methodischer Aspekte und weiterer Details wird auf MODESTI (2004) verwiesen.

3.6 Ganglinienseparation

3.6.1 Ganglinienseparation mit rekursiven digitalen Filtern

Um den Durchfluss in die Komponenten Direktabfluss und Basisabfluss zu trennen wird die Separationsmethode der rekursiven digitalen Filterung von Ganglinien nach ECKHARDT (2005) vorgestellt. Zugrunde liegt folgende Gleichung:

$$Y_k = f_k + b_k \quad (3.17)$$

Y : Gesamtdurchfluss

f : Direktabfluss

b : Basisabfluss

k : Nummer des Zeitschritts

Der Basisabflussindex (base flow index, BFI) beschreibt das Verhältnis von Basisabfluss zu Gesamtdurchfluss. Der Maximalwert BFI_{max} kann mit folgendem Algorithmus abgeschätzt werden:

$$BFI_{max} = \frac{b}{1-a} \quad \text{wobei } a > 0 \text{ und } b > 0 \quad (3.18)$$

Die allgemeine Form eines einparametrischen Algorithmus zur Basisabflussseparation durch rekursives digitales Filtern, dessen Parameter a mit der Grundwasserrezessionskonstanten α korrespondiert, lautet:

$$b_k = \frac{(1 - BFI_{max})ab_{k-1} + (1-a)BFI_{max}y_k}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad \text{wobei } b_k \leq y_k \quad (3.19)$$

$BFI_{max} \approx 0.8$ für perennierende Flüsse mit porösem Aquifer

$a \approx 0.9$ bis 0.98

Dieser Filter beschreibt die exponentielle Basisabflussrezession für Abflussperioden ohne Grundwasserneubildung (Trockenwetter). Der Filter korrespondiert mit der Rezessionskonstanten und kann entsprechend aus der Basisabflussrezession analytisch bestimmt werden. Die genaue Herleitung des Verfahrens wird ausführlich in ECKHARDT (2005) beschrieben.

3.6.2 Ganglinienseparation mit natürlichen Tracern

Ziel der Ganglinienseparation ist die Bestimmung der Anteile der wichtigsten Abflusskomponenten v. a. bei Hochwasserereignissen mit Hilfe natürlicher Tracer (PINDER & JONES 1969, SKLASH et al. 1976). Die Abtrennung der Abflusskomponenten erfolgt in der Regel entweder verweilzeiten- oder herkunftsraumbezogen (WELS et al. 1991). Mit dem Tracer *Silikat* können die Anteile von oberflächennahem Abfluss (Direktabfluss) und unterirdischem Abfluss (Basisabfluss) bestimmt werden. Anhand stabiler Isotopen kann „neues“ Niederschlagswasser des auslösenden Ereignisses (*Ereigniswasser*) von zuvor im Gebiet gespeichertem „älteren“ Grund- und Bodenwasser (*Vorereigniswasser*) separiert werden. Neben der hier beschriebenen Zwei-Komponenten-Separation gibt es auch Verfahren, die drei oder mehr Komponenten separieren können. Grundlage dieser hydrologischen Methode ist einerseits die Massenerhaltung und andererseits die Kontinuität der Massenflüsse. Dadurch können über die Ganglinienseparation mit n Tracern $n + 1$ Abflusskomponenten abgetrennt werden. Theoretisch lassen sich entsprechend unendlich viele Einzelkomponenten abtrennen. Voraussetzung dafür ist einerseits, dass jede Abflusskomponente eine eindeutige und konstante hydrochemische oder isotopische *Signatur* besitzt und andererseits,

dass Beginn und Ende des Beitrags jeder Abflusskomponente bekannt ist. Aufgrund der Komplexität der Fliessvorgänge und der Heterogenität von Boden und Gestein lassen sich Prozesse und Speicher nur selten scharf abtrennen. Im Allgemeinen ist die Beschreibung von einer Komponente mit einem einzelnen Konzentrationswert nur möglich, wenn die mittlere Verweilzeit dieser Komponente ausreichend lang ist (LINDENLAUB 1998). Vor allem bei schnellen Abflusskomponenten ist dies aber nicht der Fall. Häufig sind auch die Verweilzeiten der einzelnen Abflusskomponenten nicht bekannt. Die Ganglinienseparation setzt daher zahlreiche Annahmen und Vereinfachungen voraus (SKLASH & FARVOLDEN 1979, BUTTLE 1994). Im Weiteren werden deshalb die Ausführungen auf die Zwei-Komponenten-Separation beschränkt.

Zwei-Komponenten-Separation

Mit einem Tracer können die Anteile von zwei Abflusskomponenten Q_{x1} und Q_{x2} über ihre Tracerkonzentrationen c_{x1} und c_{x2} und den Gesamtabfluss Q_{ges} bestimmt werden. Aufgrund der *Massenerhaltung* (Kontinuitätsgleichung) gelten folgende Gleichungen:

$$Q_{ges} = Q_{x1} + Q_{x2} \quad (3.20)$$

$$c_{ges} \cdot Q_{ges} = c_{x1} \cdot Q_{x1} + c_{x2} \cdot Q_{x2} \quad (3.21)$$

Sind Q_{ges} , c_{ges} , c_{x1} und c_{x2} bekannt, können Q_{x1} und Q_{x2} über die Lösung der Gleichungen bestimmt werden:

$$Q_{x1} = Q_{ges}(c_{ges} - c_{x2}/c_{x1} - c_{x2}) \quad (3.22)$$

$$Q_{x2} = Q_{ges}(c_{ges} - c_{x1}/c_{x2} - c_{x1}) \quad (3.23)$$

Die Zwei-Komponenten-Separation setzt folgendes voraus (SKLASH & FARVOLDEN 1979):

1. Die Tracerkonzentrationen der beiden Abflusskomponenten unterscheiden sich signifikant.
2. Die Tracerkonzentrationen zeigen keine räumliche oder zeitliche Varianz (ansonsten müssen sie messtechnisch erfasst und berücksichtigt werden).
3. Der verwendete Tracer verhält sich konservativ.
4. Boden- und Grundwasser (Komponente Basisabfluss) besitzen vergleichbare Tracerkonzentrationen oder der Anteil des Bodenwassers kann vernachlässigt werden.
5. Der Beitrag der Oberflächenkomponente zur Gesamttracerkonzentration im Bach ist vernachlässigbar.

Bedingung (1) ist Grundvoraussetzung für die Anwendung der Ganglinienseparation, die weiteren entscheiden über die Qualität der Ergebnisse (HOOPER & SHOEMAKER 1986).

3.7 Statistische Verfahren

3.7.1 Korrelationsanalyse

Bei nicht normalverteilten Stichproben wird statt dem Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach PEARSON der Rangkorrelationskoeffizient R_k nach SPEARMAN angewandt, um den Zusammenhang zwischen Variablen zu prüfen. Bei diesem Verfahren werden die Stichproben in eine aufsteigende Rangfolge gebracht, wobei über D_i die quadratischen Rangplatzdifferenzen in die Berechnung eingehen. Ist ein *monotoner Verlauf* der Regressionskurve gegeben, kann selbst bei einem nichtlinearen Zusammenhang zwischen den Stichproben die Korrelation (correlation analysis, CA) abgeschätzt werden (SCHÖNWIESE 2000).

$$R_k = 1 - \frac{6 \cdot \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad -1 \leq R_k \leq +1 \quad (3.24)$$

Der Wertebereich von R_k liegt zwischen -1 und $+1$, wobei bei $+1$ zwei identische Rangreihen vorliegen. Ist $R_k = -1$, so liegen zwei gegenläufige Rangreihen vor (BACKHAUS et al. 2000).

3.7.2 Quantifizierung punktförmiger Einträge

Zur Abschätzung der punktförmigen Nährstoffeinträge durch kommunale Abwasserreinigungsanlagen (ARA) wurde das in BEHRENDT et al. (1999) beschriebene Verfahren angewendet. Die für die ARA Rütthof benötigten Daten sowie Angaben zu Siedlungsentwässerung und Kanalsystem wurden von der Gemeinde Rickenbach zur Verfügung gestellt. Die Abschätzung der Stickstoff- und Phosphoremissionen der ARA Rütthof erfolgte aus der Anzahl der an die ARA angeschlossenen Einwohner (Ew.) und deren spezifischer Nährstoffabgabe (*Einwohnergleichwerte*). In Verbindung mit der Eliminierungsleistung ($RV_{N,P}$) der ARA Rütthof kann die emittierte Jahresfracht ($ARA_{N,P}$) für N und P berechnet werden.

$$ZU_{N,P} = AG_{Ew.N,P} \cdot Ew. \quad (3.25)$$

$ZU_{N,P}$: N - bzw. P -Zulauf fracht der ARA [$g\ N/d$ bzw. $g\ P/d$]

$AG_{Ew.N,P}$: einwohnerspez. N - bzw. P -Fracht [$11\ g\ N/Ew.\ d$ bzw. $1.8\ g\ P/Ew.\ d$]

Ew.: Anzahl der an die ARA angeschlossenen Einwohner

$$ARA_{N,P} = ZU_{N,P} \cdot 365.25 \cdot \frac{RV_{N,P}}{100} \quad (3.26)$$

$ARA_{N,P}$: aus der ARA eingetragene N - bzw. P -Jahresfracht [kg/a]

$RV_{N,P}$: N - bzw. P -Elimination des angewandten Reinigungsverfahrens [%]

Kapitel 4

Ergebnisse

„Je planmässiger die Menschen vorgehen, desto wirksamer mag sie der Zufall zu treffen.“

Friedrich Dürrenmatt (1921 - 1990), aus „die Physiker“ 1962

Bei der Beschreibung des Landschaftswasser- und Stoffhaushalts im Sinne der Ökohydrologie werden vor allem Informationen über die Herkunftsräume, die Fliesswege des Wassers sowie die damit verbundene hydrochemische Genese und Transformation der Wässer benötigt (LEIBUNDGUT 1990, BORK 1992, FREDE & BACH 1996, SCHWARZE et al. 1997, HERRMANN et al. 1997, SMITH et al. 1997, JELINEK et al. 1999, LEIBUNDGUT et al. 2001).

Wasser als Transportmedium für gelöste und partikuläre Stoffe spielt dabei die zentrale Rolle, indem es verschiedene Räume temporär oder kontinuierlich vernetzt. *Kontinuierlich* erfolgt die Vernetzung durch Oberflächengewässer (Gewässernetz) und Grundwasser, *temporär* (d. h. diskontinuierlich) durch kurzzeitig aktive Fliesspfade in der temporär gesättigten Zone in Folge von Niederschlägen (z. B. durch Sättigungsflächenabfluss oder lateralem Makroporenfluss). Die kontinuierliche Vernetzung bestimmt den Hydrochemismus des Basisabflusses; die des Hochwasserabflusses wird durch temporäre Vernetzungen überprägt.

Entscheidende Faktoren bei der *temporären Vernetzung* sind lokale Standortmerkmale (Landnutzung, Boden, Gestein), Vorereignisbedingungen (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Bodentemperatur, Schneebedeckung) und Ereignischarakteristika (Niederschlagsmenge und Niederschlagsintensität). Die Bodeneigenschaften prägen in der Regel die Gebietscharakteristik, wobei besonders Heterogenitäten des Bodens, die die hydraulische Leitfähigkeit beeinflussen (z. B. Makroporen), entscheidende Bedeutung zukommt.

Der Begriff *Vernetzung* – bzw. das Gegenteil, die *Isolation* – ist in der Ökologie schon lange als fundamentaler Faktor hinsichtlich der räumlichen Verbreitung von Arten und Populationen bekannt (z. B. Biotopvernetzung,

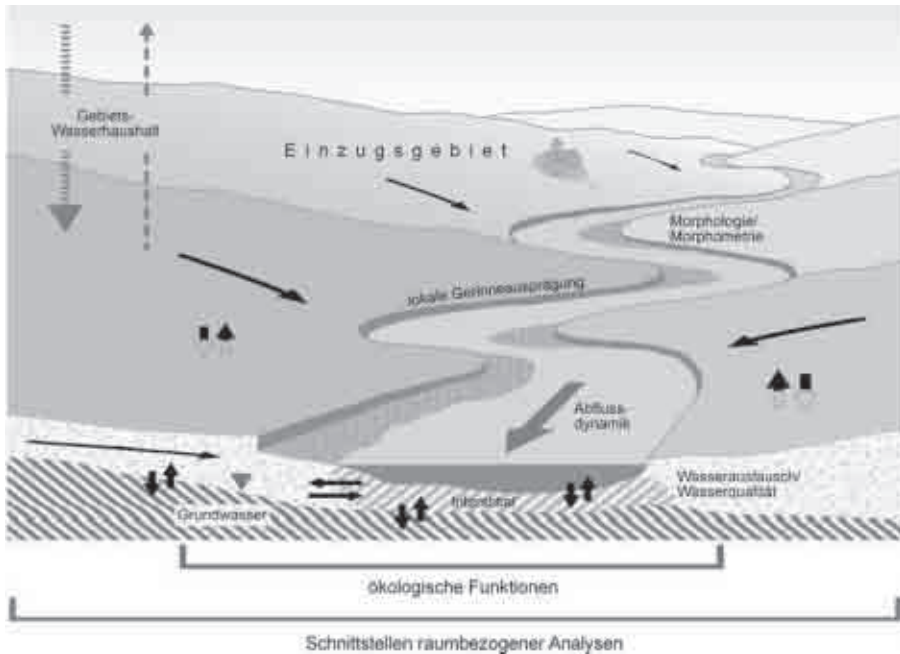


Abbildung 4.1: Landschaftswasserhaushalt und seine *hydrologische Vernetzung* (hydrological connectivity) in den vier Dimensionen von Fließgewässern: vertikal, lateral, longitudinal und Zeit.

MACARTHUR & WILSON 1967, LEVIN 1974) und hat in jüngster Zeit unter dem Namen *Konnektivität* (connectivity) eine Renaissance erfahren.

Vernetzung wird oft in verschiedenem Kontext von verschiedenen ökologischen Disziplinen verwendet. Deshalb werden die im Folgenden verwendeten Aspekte der Vernetzung/Konnektivität kurz erläutert:

- *Landschaftsvernetzung* (landscape connectivity) im Sinne von Habitat- bzw. Biotopvernetzung (MERRIAM 1984).
- *Vernetzung in Flusslandschaften* (riversine connectivity) in vier Dimensionen (AMOROS & ROUX 1988, WARD & STANFORD 1989):
 - Vertikal (Gerinne - Interstitial - Grundwasser)
 - Lateral (Gerinne - Uferzone/Aue)
 - Longitudinal (Quelle - Mündung)
 - Zeit.
- *Hydrologische Vernetzung* (hydrological connectivity), d. h. wassergebundener Austausch von Stoffen, Energie und Organismen innerhalb oder zwischen den Elementen des Wasserkreislaufs (PRINGLE 2001).

- *Nährstoffkonnektivität* (nutrient connectivity), d.h. Austausch von Nährstoffen zwischen den Elementen des Wasserkreislaufs.
- *Hydraulische Vernetzung* (hydraulic connectivity) bezeichnet hydraulisch interagierende Wasserkörper entsprechend dem Prinzip der kommunizierenden Röhren.

Für diffuse Einträge von Phosphor(*P*)- und Stickstoff(*N*)-Verbindungen aus der Landwirtschaft in aquatische Ökosysteme ist eine *temporäre hydrologische Vernetzung* erforderlich. Entsprechend ergeben sich folgende Ziele:

1. Bestimmung des *Nährstoff-Eintragsregimes* unter besonderer Berücksichtigung der Intensität der hydrologischen Vernetzung sowie der hydrologischen und meteorologischen Randbedingungen; einerseits für einen bilanzierenden interanuellen Vergleich (Jahres-, Saison- und Monatsbilanzen), andererseits für einen detaillierten Vergleich der einzelnen Ereignisse im gleichen Zeitraum.
2. Bestimmung der zentralen *Regler* (Einflussfaktoren und deren Schwellenwerte) der hydrologischen Vernetzung.
3. Experimentelle Identifikation der *Prozesse* (vorherrschende Fließwege bzw. potentiellen *P*-Eintragspfade) bei hydrologischer Vernetzung.

Folgende Fragen leiten sich aus diesen Zielen ab:

- Ist eine temporäre *hydrologische Vernetzung* notwendige oder hinreichende Bedingung für *P*-Einträge?
- Ist der (potentielle) *P*-Eintrag proportional zur Intensität der *hydrologischen Vernetzung* - d.h. ist die *hydrologische Vernetzung* ein begrenzender Faktor für den *P*-Eintrag („Nadelöhr“)?
- Welche Konsequenzen hat die Art der *hydrologischen Vernetzung* (Transportpfad) für den *P*-Eintrag (Menge, Dauer, Intensität, räumliche Verteilung)?
- Lassen sich Teilgebiete/Teilflächen mit besonders intensiver *hydrologischer Vernetzung* und damit mit potentiell hohem *P*-Eintrag identifizieren?
- Sind die Einträge in Kopfgebiete (Gewässer 1.-2. Ordnung) mit den Einträgen in den Mittellauf (Gewässer 3.-4. Ordnung) desselben Gewässersystems vergleichbar?
- Lassen sich Haupteinträge an bestimmten Randbedingungen bzw. Ereignissen festmachen (Düngetermine, Art des Düngers bzw. der Düngerapplikation, Ereignischarakteristika, Vorbedingungen im Gebiet, Temperatur)?

- Sind bestimmte Muster (statistische Zusammenhänge) erkennbar (z. B. hohe Einträge nach Düngung, Trockenperioden, Saisonalität, Jahresgang)? Sind bestimmte Autokorrelationen oder Persistenzen erkennbar (z. B. hohe Einträge beim ersten Ereignis nach *seltenen Grossereignissen*¹)?
- Lassen sich die *P*-Ereignisse hinsichtlich ihres Eintragspotentials klassifizieren (Jahreszeit, Düngezeitpunkt, Vorbedingungen, Ereignischarakteristika) und die gewonnenen Erkenntnisse prognostisch anwenden?
- Gibt es Schwellenwerte bzgl. signifikanter *P*-Einträge? Sind diese variabel (Jahreszeit, Grossereignis)?
- Kann die Variabilität des *P*-Eintrags aus diffusen *P*-Quellen (Nährstoff-Konnektivität) auf unterschiedliche *hydrologische Vernetzung* bei unterschiedlichen Ereignissen zurückgeführt werden?
- Gibt es unterschiedliche Arten *hydrologischer Vernetzung*, die unterschiedliche *P*-Einträge zur Folge haben? Treten diese unter Umständen auch nebeneinander auf?
- Ist die temporäre *hydrologische Vernetzung* räumlich homogen oder heterogen verteilt? Welche Regler steuern ggf. diese Verteilung?
- Wie weit reicht die temporäre räumliche *hydrologische Vernetzung*?
- Wie gelangt Wasser bzw. der Nährstoff Phosphor über/durch die Uferzone ins Gewässer? Erfolgt dabei eine Nährstoffretention (Schwerpunkt Phosphor) im Oberboden bzw. in der Uferzone? Falls ja: Welche Einflussgrößen beeinflussen die Nährstoffretention?

Bei der Untersuchung der *hydrologischen Vernetzung* zwischen Hängen, Uferzone und Gerinne stösst man auf eine *doppelte Paradoxie* (KIRCHNER 2003): Zum Einen reagieren Einzugsgebiete meist unverzüglich mit einer markanten Zunahme des Abflusses auf Niederschlagsereignisse; bei hydrochemischer Analyse dominiert jedoch in der Regel Vorereigniswasser die Abflussreaktion. Zum Anderen unterscheidet sich die Hydrochemie des mobilisierten Vorereigniswassers deutlich vom Basisabfluss. Daraus resultiert die Frage, wie Einzugsgebiete *altes Wasser* über lange Zeiträume speichern, das dann kurzfristig durch Niederschlag mobilisiert werden kann, und wie dabei die Hydrochemie in Abhängigkeit von der Abflussdynamik variiert.

¹Low frequency, high magnitude events.

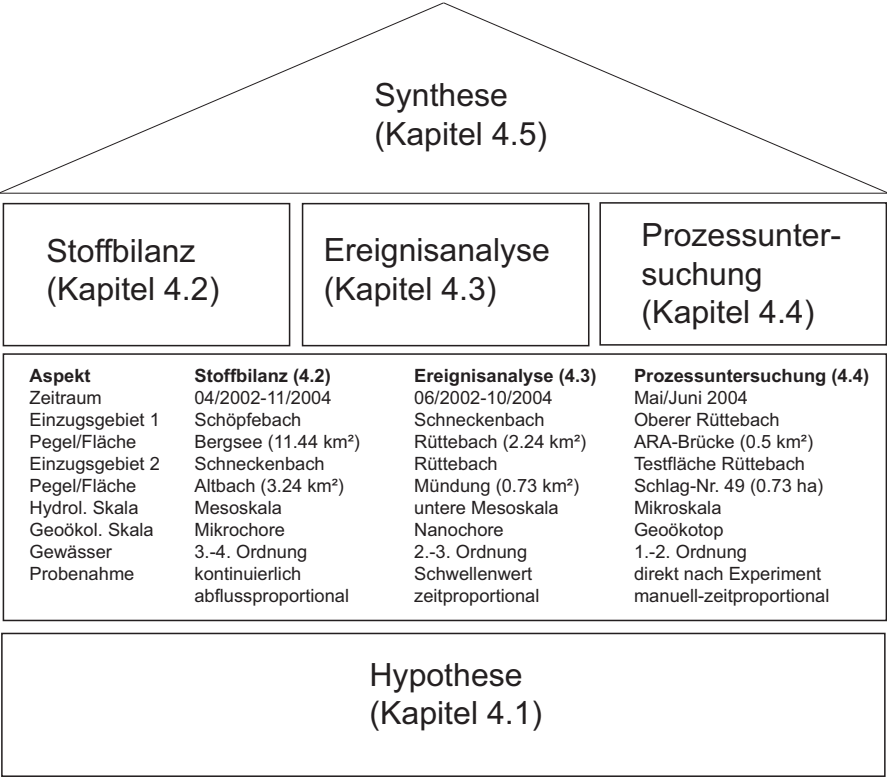


Abbildung 4.2: Übersicht bzw. Gliederung des 4. Kapitels (Ergebnisse).

4.1 Hypothesen

Im Bergseegebiet stehen infolge der Gebietscharakteristika vor allem Stoffeinträge aus Dauergrünland im Vordergrund. Die Bodenerosion spielt aufgrund des sehr geringen Ackerlandanteils eine untergeordnete Rolle. Als prioritärer Eintragspfad steht der *schnelle laterale Abfluss im Boden* (subsurface stormflow, SSF) im Zentrum der Untersuchungen. Grundwasserbürtige Phosphoreinträge werden als untergeordnete bzw. unbedeutende Quellen betrachtet.

Hypothesen zur Abflussbildung und Abflusskonzentration (1 - 3), zu diffusen Phosphor-Quellen (4 - 5) und zum Phosphortransport aus der Fläche zum Fließgewässer (6 - 9):

1. Die Infiltrationskapazität der Böden übersteigt im Regelfall die Niederschlagsintensitäten (Ausnahme: Bodenfrost); entsprechend spielt Infiltrationsüberschuss (Hortonian overland flow, HOF) bzgl. der Abflussbildung keine zentrale Rolle.

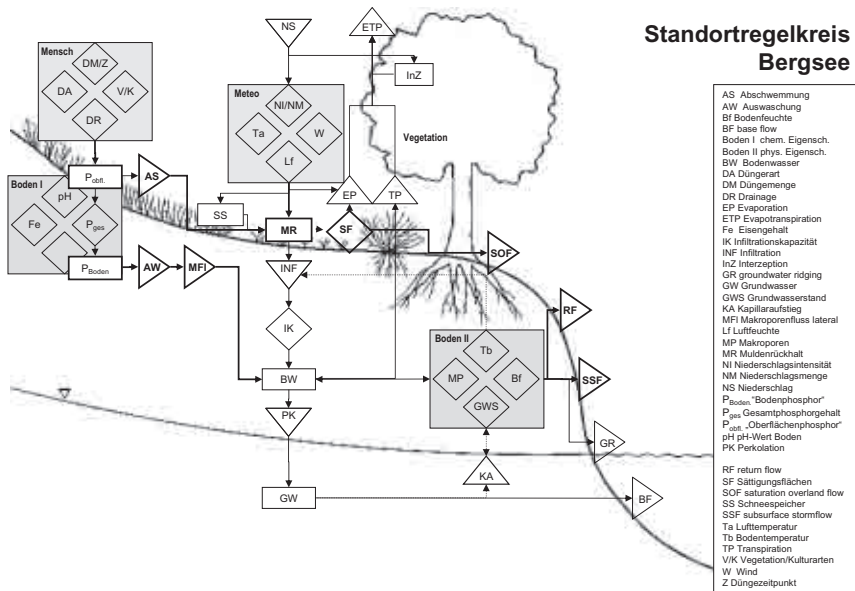


Abbildung 4.3: Standortregelkreis für diffuse Phosphoreinträge von Grünlandstandorten in Fließgewässer.

2. Sättigungsflächen sind bzgl. ihres Flächenanteils aufgrund der Gebiets- und Bodeneigenschaften (hohe Infiltrationskapazität, hohe hydraulische Leitfähigkeit und hohes Porenvolumen der Böden) recht konstant und auf organische Böden in der Uferzone begrenzt. Die variablen beitragenden Flächen (variable source areas, VSA) sind räumlich stark limitiert. Sättigungsflächenabfluss (saturation overland flow, SOF) ist folglich nur eingeschränkt an der Abflussbildung beteiligt.
3. Schneller unterirdischer Abfluss (subsurface storm flow, SSF) ist bei Hochwasser dominanter Abflussbildungsprozess.
4. Durch die jahrzehntelange Ausbringung von Wirtschaftsdünger (Gülle, Mist, etc.) auf Dauergrünland ist Phosphor (P) stark im obersten Bodenhorizont (A_h , v. a. die obersten 2 cm) angereichert. Auf Weideflächen variiert der P-Gehalt im Oberboden infolge des heterogeneren Eintrags stärker als auf Mähwiesen.
5. Organische Böden unterscheiden sich von mineralischen Böden aufgrund von (i) höherem Porenvolumen (größerer Wasserspeicher), (ii) besserer Wasserwegsamkeit (höhere Makroporendichte) und (iii) geringerem P-Rückhaltevermögen und tragen deshalb verstärkt zu diffusen P-Einträgen bei.

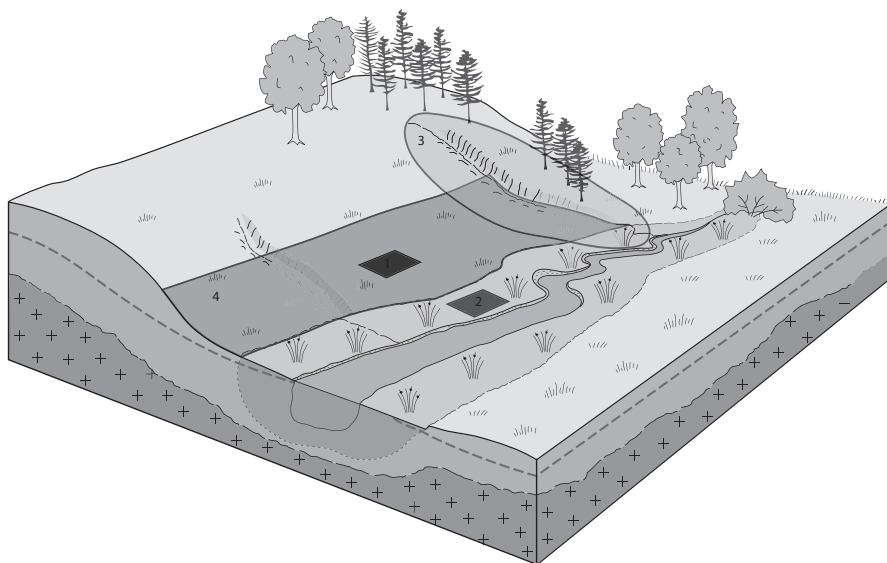


Abbildung 4.4: Relevante Skalen für die Untersuchung von diffusen Phosphoreinträgen. — (1) Plotskala bzw. *Parabraunerde*-Bodenprofil im Mittelhang, (2) *Anmoorgley*-Bodenprofil in der Uferzone, (3) Hangskala (orthogonal-lateral zum Gerinne, oft "Mikro Einzugsgebiete"), (4) Feldskala (parallel zum Gerinne, z. B. Uferzone).

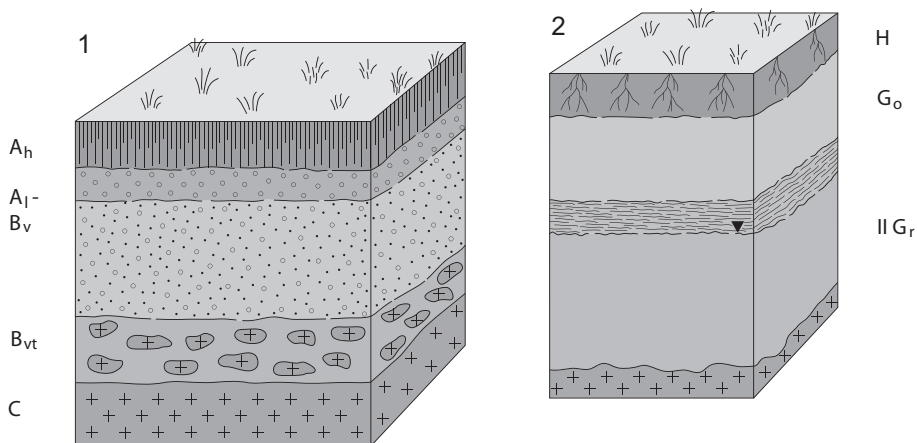


Abbildung 4.5: Bodenprofile im Rüttebachtal. — (1) *Parabraunerde* (Mittelhang), (2) *Anmoorgley* (Uferzone).

6. Die Bodenerosion ist ohne grosse Bedeutung für die Nährstoffeinträge im grünlanddominierten Bergseeeinzugsgebiet.
7. Infolge der vermutlich starken räumlichen und zeitlichen Limitierung von HOF und SOF sind oberflächenbürtige Transportpfade (Abspülung) von untergeordneter Bedeutung. Abflussbildung und Abflusskonzentration – und somit auch der laterale *P*-Transport zum Gewässer hin – finden vorwiegend im Boden statt.
8. Präferentielle Fliesswege im Boden (preferential flow, PRF) – besonders lateraler Röhrenfluss in Makroporen – ist der Haupteintragspfad für *P* aus diffusen Quellen (Auswaschung).
9. Die Art und die Intensität der (hydrologischen) Vernetzung bestimmen die Grössenordnung der Stoffeinträge. Das *P*-Auswaschungsrisiko bei dem als dominant erwarteten Abflussbildungsprozess SSF hängt stark vom Fliessweg im Boden ab und nimmt in folgender Reihenfolge zu: (i) Matrixfluss in Bereichen erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit, (ii) lateraler Röhrenfluss in der gesättigten Zone, (iii) lateraler Röhrenfluss in der ungesättigten Zone.

4.2 Bilanzen

Hinsichtlich der Erfassung von Stofffrachten kommt der Probenahmestrategie entscheidende Bedeutung zu (s. Abb. 4.6). Vergleicht man die abflussproportionale Mischbeprobung (10 Proben werden in einem Gefäss gesammelt) mit wöchentlichen Stichproben, sind die erfassten Konzentrationen – und entsprechend auch die Frachten – um eine Grössenordnung zu niedrig.

Bei Stich- bzw. Stichtagsbeprobungen werden überwiegend Niedrigwassersituationen erfasst, während höhere Abflüsse deutlich unterrepräsentiert sind. Insbesondere im Falle von Stoffbilanzen sind Hochwasserabflüsse mit hohen Stoffkonzentrationen und hohem Abflussvolumen von grosser Bedeutung. Aufgrund unterschiedlicher Hystereseverläufe bei verschiedenen Abflussereignissen (WEISSHAIDINGER, in Arbeit) ist zur Ermittlung von Stofffrachten grundsätzlich eine abflussproportionale Beprobung der Berechnung anhand von Abfluss-Konzentrationsbeziehungen vorzuziehen. Besonders für die prozessnahe Modellierung von Nährstoffeinträgen ist auf eine entsprechende Datengrundlage mit hoher zeitlicher Auflösung zu achten.

Trotz permanent sich verbessernder technischer Möglichkeiten – z. B. *in situ* Messung von *DRP* (LAZZAROTTO 2004) – scheint dies besonders bei kontinuierlichen, überregionalen Messnetzen immer weniger berücksichtigt zu werden. So fordert die *EU-Wasserrahmenrichtlinie* (WRRL) einerseits eine „Einschätzung und Ermittlung der von städtischen, industriellen, landwirtschaftlichen und sonstigen Anlagen und Tätigkeiten stammenden signi-

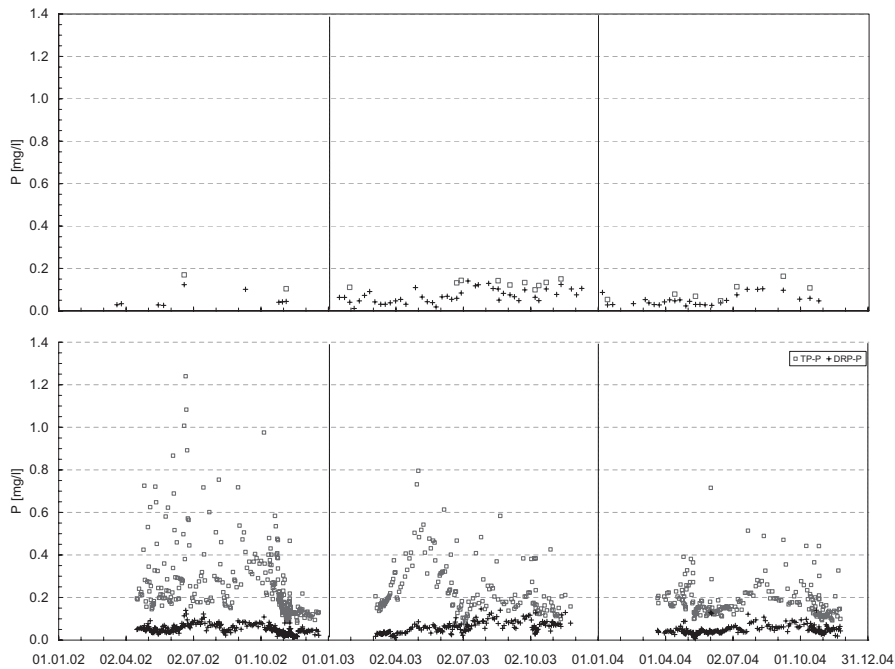


Abbildung 4.6: Phosphorkonzentrationen (o: $TP-P$, +: $DRP-P$) für den Schneckenbach am Pegel Altbach. —

Der 1. Graph zeigt die Werte für manuelle Schöpfproben (ab 2003 wöchentlich für $DRP-P$, Stichproben für $TP-P$) im Vergleich mit dem 2. Graph, der abflussproportionale Mischproben repräsentiert (1 Probe je $1'000\text{ m}^3$ Abfluss, 10 Proben gemischt ergeben einen Analysewert).

fikanten Verschmutzungen durch diffuse Quellen“ (EUROPÄISCHE UNION 2000: Richtlinie 2000/60/EG, Anhang II); andererseits wird bzgl. der Überwachungsfrequenz von Flüssen nur ein Untersuchungsintervall von einem bzw. drei Monaten für alle physikalisch-chemischen Qualitätskomponenten empfohlen (Richtlinie 2000/60/EG, Anhang V).

Diese Empfehlung steht in fundamentalem Widerspruch zu der Aussage, dass „mit der gewählten Überwachungsfrequenz der Schwankungsbreite von Parametern, die sowohl auf natürliche als auch auf anthropogene Ursachen zurückgehen, Rechnung zu tragen ist“. Ob die Qualität von nach diesen Empfehlungen erhobenen Daten ausreicht, um Modellrechnungen durchzuführen, Handlungsempfehlungen abzuleiten oder gar Prognosen hinsichtlich der Entwicklung des ökologischen Zustands von Gewässern abzugeben, ist fraglich.

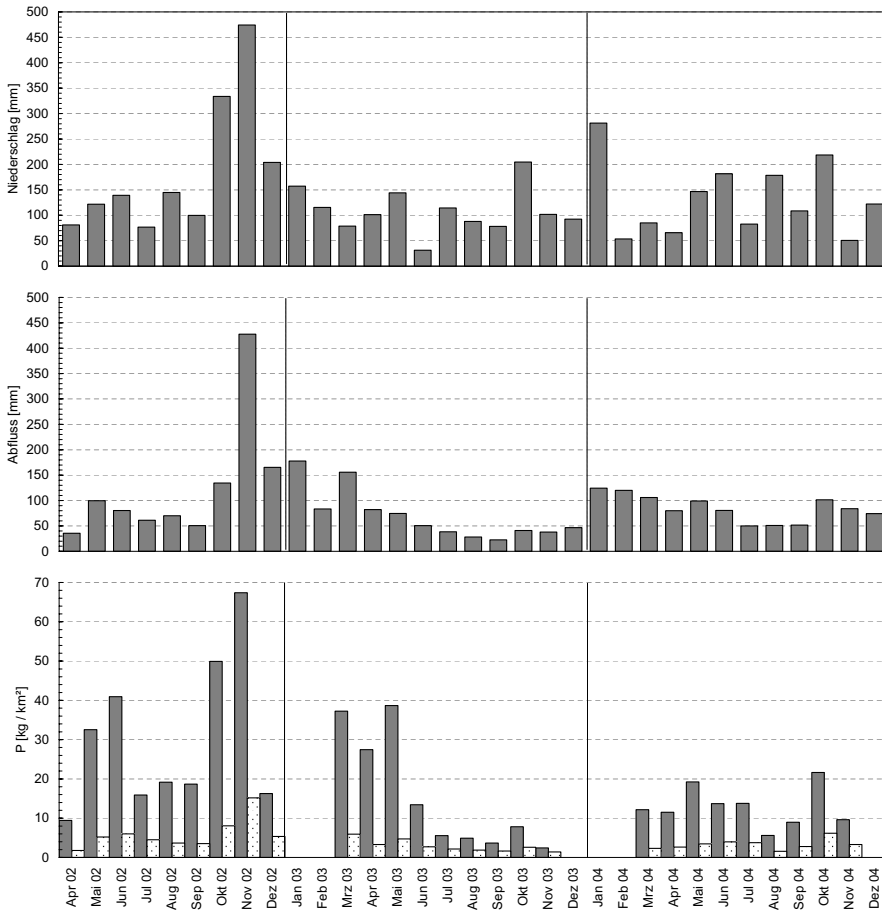


Abbildung 4.7: Monatsbilanzen des Niederschlags, Abflusses und der Phosphorfracht (graue Balken: $TP-P$; gepunktete Balken: $DRP-P$) für den Schneckenbach am Pegel Altbach. P -Bilanzzeitraum 2002: 17.04.-19.12., 2003: 05.03.-25.11., 2004: 10.03.-24.11.; in der Frostperiode erfolgte aus technischen Gründen keine Probenahme.

4.2.1 Frachten

Betrachtet man die Frachten an den Pegeln Schneckenbach-Altbach und Schöpfungsbach-Bergsee, so ist der Verlauf stark geprägt vom Abflussgeschehen. Der niederschlagsreiche Spätherbst 2002 sorgt für die höchsten Monatsfrachten in der Untersuchungsperiode. Der Jahrhundertssommer 2003 ist in beiden Gebieten für die niedrigsten Abflüsse und P -Frachten verantwortlich. 2004 war ein recht ausgeglichenes Jahr mit den geringsten Schwankungen im Jahresgang. Die P -Frachten der beiden Pegel sind im langjährigen Mit-

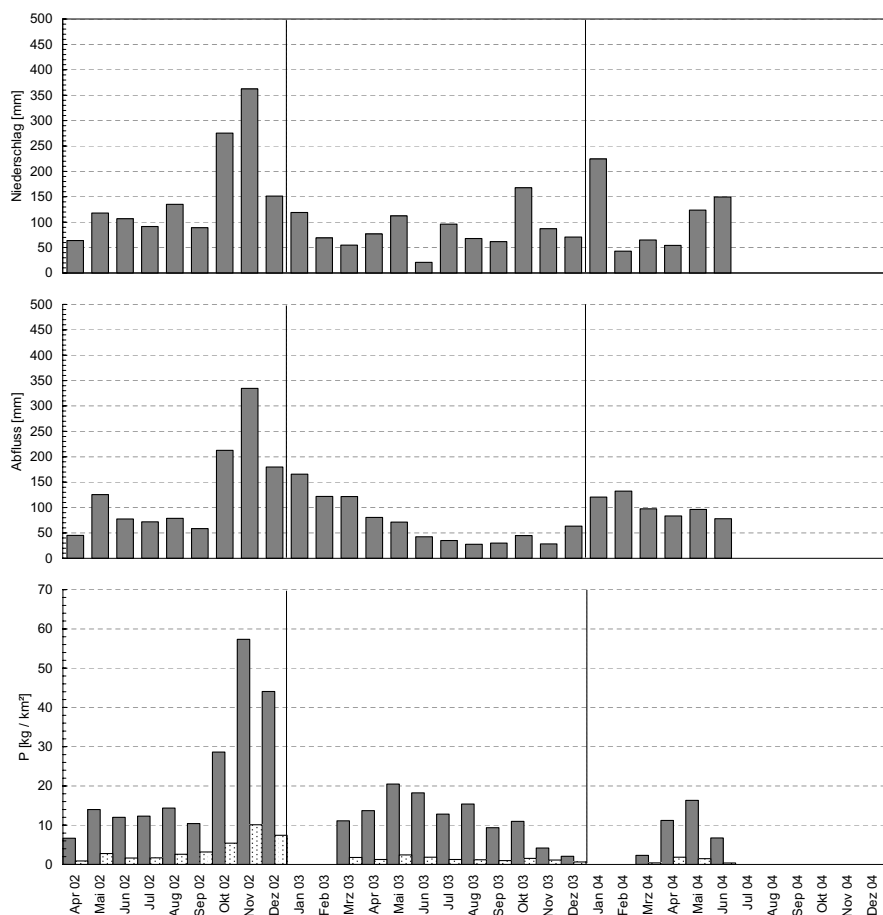


Abbildung 4.8: Monatsbilanzen des Niederschlags, Abflusses und der Phosphorfracht (graue Balken: $TP-P$; gepunktete Balken: $DRP-P$) für den Schöpfbach am Pegel Bergsee. P -Bilanzzeitraum 2002: 17.04.-30.12., 2003: 05.03.-10.12., 2004: 10.03.-05.06.; in der Frostperiode erfolgte aus technischen Gründen keine Probenahme.

tel sowohl im Verlauf als auch in der Grössenordnung vergleichbar, mit dem Unterschied, dass das niederschlags- und abflussreichere Einzugsgebiet des Schneckenbachs auch etwas höhere *flächennormierte Frachten* aufweist.

Die unterschiedliche mittlere Höhe der Einzugsgebiete zeigt sich auch im hydrologischen Regime. Zum Einen ist das höhergelegene Gebiet des Schneckenbachs niederschlags- und abflussreicher, zum Anderen ist die nivale Komponente ausgeprägter. Entsprechend wird mehr Niederschlag als Schnee gespeichert, was zu erhöhten Abflüssen während der Schneeschmelze im Frühjahr führt. Bezüglich der Wasserhaushaltsbilanz ist zu beachten,

dass eine kontinuierliche Überleitung vom Schneckenbach ins Heidenwuh stattfindet, und so diese Differenzen zum Teil kompensiert. Die Menge des zusätzlichen Abflusses ist allerdings begrenzt, da bei Hochwasserereignissen der Zufluss ins Heidenwuh durch zwei Stellfallen geregelt ist. Durchschnittlich werden ca. 80-90 l/s ins Heidenwuh übergeleitet. Das entspricht einem zusätzlichen Abfluss von ca. 25-30 mm/Monat bzw. 300-350 mm/Jahr am Pegel Schöpftebach-Bergsee.

4.2.2 Punktquellen

Die *TP*-Einträge aus der Abwasserreinigungsanlage (ARA) Rüttehof² summieren sich auf ca. 55 kg jährlich (Mittel der Jahre 2000-2004, Daten der Gemeinde Rickenbach und eigene Messungen). Je nach Witterungsverlauf entspricht dies einem Anteil von 5-10 % der Jahresfracht am Pegel Schneckenbach-Altbach bzw. 15-35 % am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). Die Kanalisation ist als Trennwassersystem ausgebaut, entsprechend unterliegt der Zu- und Ablauf der ARA nur anthropogen bedingten tageszeitlichen Schwankungen. Selbst beim Grossereignis vom 02.06.2004 (84.8 mm in 24 h, s. Tab. 4.1) sprang weder die Kanalentlastung noch der ARA-Notüberlauf an. Eine wiederholte manuelle Beprobung vor, während und nach dem Scheitelabfluss des oben erwähnten Ereignisses ergab keine signifikante Schwankungen der *P*-Konzentrationen oder Frachten im ARA-Ablauf. Bei Trockenwetterabfluss sind infolge der Punktquelle ARA die *DRP*-Konzentrationen am Pegel Rüttebach im Vergleich zum Schneckenbach deutlich erhöht, im Trockenjahr 2003 z. T. um den Faktor 2.5 und mehr. Die ARA Rüttehof wird voraussichtlich noch im Jahr 2006 an die zentrale ARA Wickartsmühle der Gemeinde Rickenbach angeschlossen. Somit werden auch die Abwässer dieser Punktquelle in Zukunft nicht mehr ins Einzugsgebiet des Bergsees, sondern in die Murg eingeleitet.

4.3 Ereignisse

Im Untersuchungszeitraum von 2002 bis 2004 wurden insgesamt 22 Ereignisse am Zusammenfluss von Rüttebach und Schneckenbach detailliert beprobt (s. Abb. 4.9). Da die Probenahmegeräte am Zusammenfluss im Juli 2002 installiert wurden, erfolgte erst ab diesem Zeitpunkt die automatische Hochwasserbeprobung. Im Juni 2002 konnte ein Konvektivereignis mit Hagelschlag (Korndurchmesser bis 3 cm) manuell beprobt werden. Um Schäden an den Geräten vorzubeugen, wurden die Probenahmegeräte in der Frostperiode deaktiviert. Die zeitproportionale Probenahme wurde für beide Bäche bei Überschreitung eines Schwellenwerts am Pegel Rüttebach gestartet.

²OMS-Belebungsanlage, Baujahr 1973, Ausbaugrösse 250 Einwohnerwerte, angeschlossen von ca. 200 Einwohnerwerte, *P*-Abbauleistung von durchschnittlich 40.8 %.

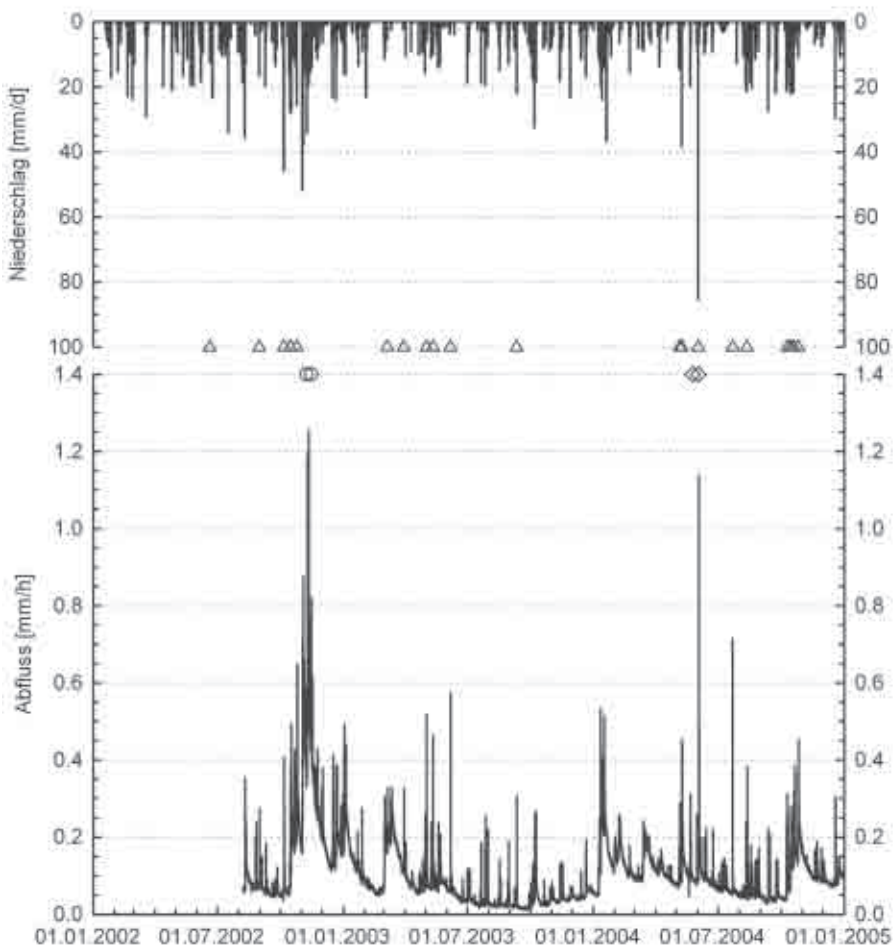


Abbildung 4.9: Übersicht der beprobten Ereignisse, Niederschlag und Abfluss der Station Rüttebach-Zusammenfluss für die Jahre 2002-2004. – Dreiecke: beprobte Ereignisse (Probenahmeintervall 15 min), Kreise: beprobte Ereignisse (Probenahmeintervall 2 bzw. 4 h), Rauten: Tracerexperimente (Uranin bzw. Deuterium).

Tabelle 4.1: 24 h-Starkniederschlagssummen für Jährlichkeiten von $T = 1, 5, 10, 50, 100 a$ für den Südschwarzwald (KUNZ 2002).

Jährlichkeit (a)	Vorderer Hotzenwald (Rüttehof, 860 m)	Hinterer Hotzenwald (Todtmoos, 820 m)	Feldberg (1492 m)
1	40 mm	50 mm	55 mm
5	60 mm	70 mm	90 mm
10	75 mm	90 mm	100 mm
50	90 mm	115 mm	145 mm
100	100 mm	125 mm	160 mm

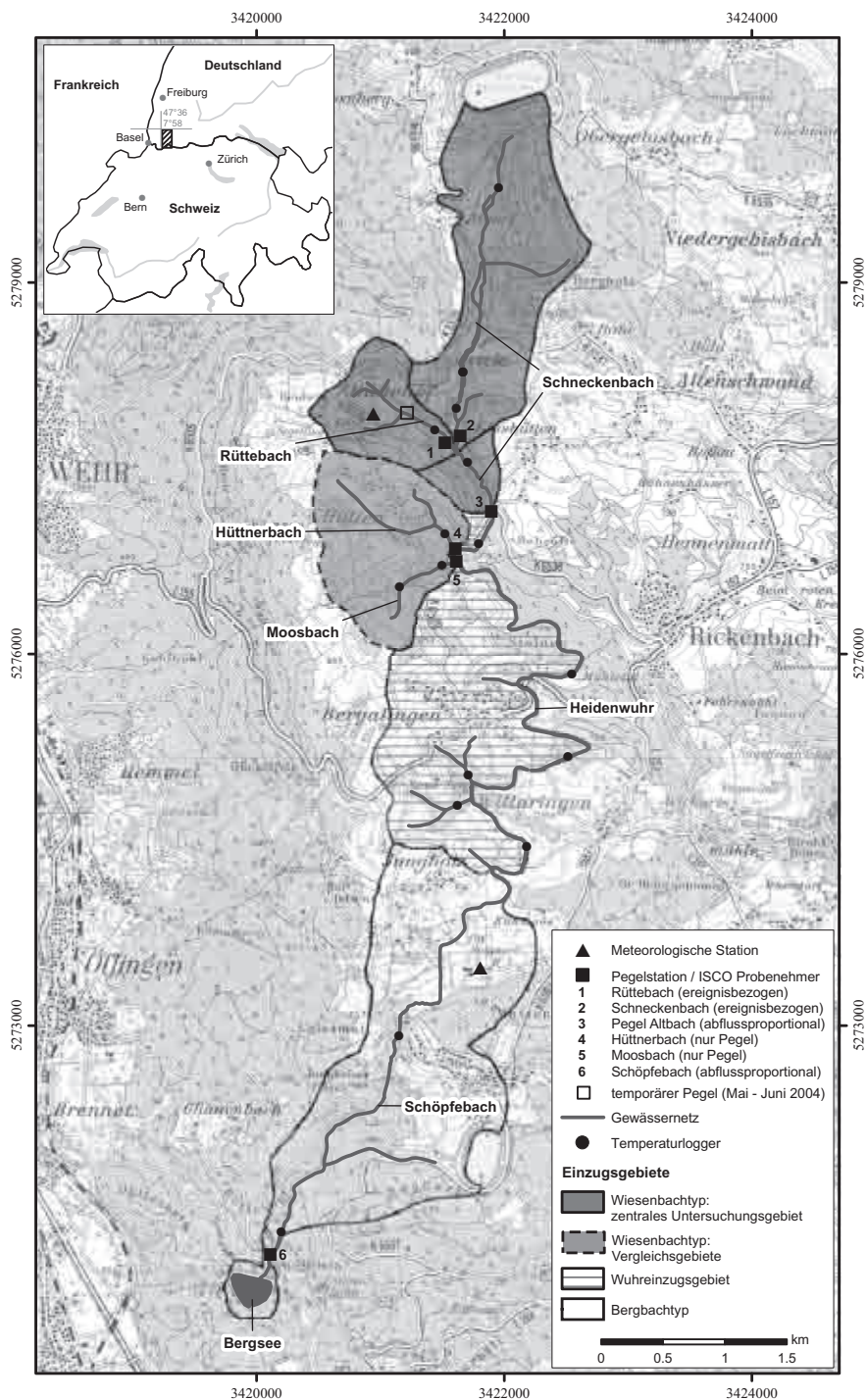


Abbildung 4.10: Karte der Einzugsgebiete Schneckenbach und Rüttebach.

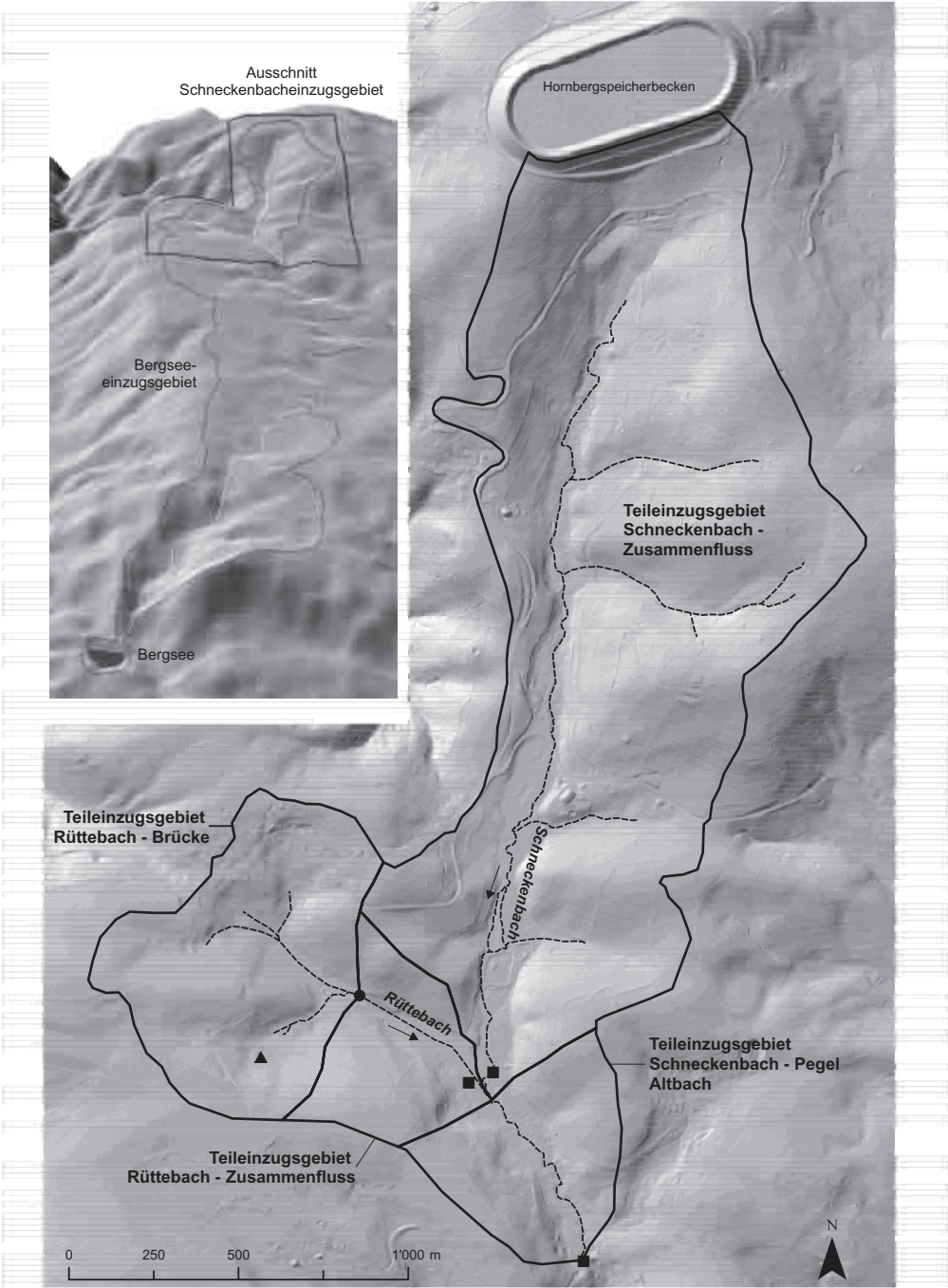


Abbildung 4.11: Karte der Einzugsgebiete Schneckenbach und Rüttebach.

Tabelle 4.2: Übersicht der Ereignisse 2002 - 2004 am Rüttebach.

Rüttebach [0.7 km ²]	Σ SS	Σ TP-P	Σ DP-P	Σ DRP-P	DRP / TP	LF max.	LF min.	Basisabfluss Vortag	min. GW-Anteil	Ø GW-Anteil	Ereignistyp	Niederschlag	max. N-Intensität	Abfluss	Scheitelabfluss	Dauer
Einheit	[kg/ha]	[g/ha]	[g/ha]	[g/ha]	[%]	[μS/cm]	[μS/cm]	[mm/h]	[%]	[%]	[]	[mm]	[mm/t]	[mm]	[mm/h]	[h]
Ereignis																
20.06.2002	x	x	x	1.35	x	225	85	0.08	55	78	K _h	14.3	13.5	0.38	0.31	1.5
31.08.2002	x	3.11	2.10	1.86	60	138	91	0.07	58	81	K	9.2	6.3	0.70	0.27	6
06.10.2002	x	13.04	7.08	6.46	50	122	70	0.05	57	65	A	42.1	4.4	1.73	0.41	6
16.10.2002	x	9.32	5.67	4.48	48	115	68	0.15	65	78	A	23.3	5.0	1.65	0.39	6
25.10.2002	x	x	x	3.65	x	x	x	0.21	59	80	A	30.4	3.4	3.20	0.64	6
07.11.2002	x	x	x	17.29	x	x	x	0.42	59	86	A	57.6	3.2	21.30	1.14	48
11.11.2002	x	x	x	31.12	x	x	x	0.57	78	91	A	28.7	2.3	52.50	0.70	96
06.03.2003	x	4.67	x	2.44	52	96	73	0.18	68	93	S/A	5.4	1.0	2.98	0.32	12
30.03.2003	x	4.37	x	1.85	42	87	76	0.11	69	94	S/A	10.6	4.2	1.74	0.32	12
02.05.2003	x	10.83	x	4.46	41	84	61	0.09	43	65	K	20.8	10.2	2.43	0.46	12
12.05.2003	x	12.42	x	4.36	x	90	58	0.08	44	67	K	21.8	9.7	2.06	0.46	12
06.06.2003	x	14.88	x	6.18	42	209	69	0.06	37	76	K	19.6	11.8	1.46	0.44	12
11.09.2003	x	x	x	2.72	x	x	x	0.02	49	68	K	18.6	8.8	0.67	0.31	6
06.05.2004	x	6.78	x	3.26	48	106	75	0.07	63	75	A	16.9	4.3	1.50	0.29	6
09.05.2004	x	8.69	x	1.94	22	92	63	0.10	64	73	A	11.3	3.9	1.30	0.37	4
02.06.2004	9.04	41.99	14.00	11.16	27	131	58	0.10	34	46	A _k	80.2	11.8	3.72	1.10	6
22.07.2004	3.48	18.83	7.82	6.88	37	227	65	0.05	35	64	K	15.5	8.6	1.45	0.71	6
12.08.2004	0.68	13.55	x	5.94	44	122	74	0.05	47	66	K	22.6	5.3	1.00	0.38	6
10.10.2004	0.43	4.12	2.00	1.82	44	103	76	0.04	56	60	K	23.6	7.9	1.02	0.31	6
15.10.2004	0.39	5.65	1.51	1.16	20	90	73	0.10	81	92	A	28.5	3.5	1.17	0.28	6
19.10.2004	0.37	3.04	1.54	1.24	41	83	71	0.13	79	91	A	17.7	1.9	1.47	0.32	6
26.10.2004	0.31	4.30	2.11	1.88	44	85	77	0.15	87	93	A	16.3	1.8	1.92	0.34	6

Abbildung 4.11 gibt eine Übersicht über die Kopfeinzugsgebiete oberer Schneckenbach und Rüttebach, die im weiteren in den Mittelpunkt der Betrachtungen rücken. Für hohe *P*-Einträge ist in erster Linie das Rüttebacheinzugsgebiet verantwortlich. Bei Trockenwetterabfluss ist die Abwasserreinigungsanlage (ARA) Rüttehof Ursache für die im Vergleich zum Schneckenbach um den Faktor 1.3 bis 3.6 erhöhten *DRP*-Werte. Im Hochwasserfall sind die flächengewichteten *DRP*-Ereignisfrachten im Mittel aller Ereignisse am Rickenbach sogar um den Faktor 9.2, die *TP*-Frachten um den Faktor 4.4 erhöht (s. Tab. 4.2 und 4.3).

Dabei treten im Einzelfall sehr grosse Unterschiede auf, die sich im wesentlichen zwei Hauptgruppen zuordnen lassen. Eine Gruppe mit geringen *DRP*-Frachtunterschieden bilden die Ereignisse vom 16.10.2002

Tabelle 4.3: Übersicht der Ereignisse 2002 - 2004 am Schneckenbach.

Schnecken- bach [2.2 km ²]	Σ SS	Σ TP-P	Σ DP-P	Σ DRP-P	DRP / TP	LF max.	LF min.	Basisabfluss Vortag	min. GW-Anteil	Ø GW-Anteil	Ereignistyp	Niederschlag	max. N-Intensität	Abfluss	Scheitelabfluss	Dauer
	[kg/ha]	[g/ha]	[g/ha]	[g/ha]	[%]	µS/cm]	µS/cm]	[mm/h]	[%]	[%]	[]	[mm]	[mm/t]	[mm]	[mm/h]	[h]
Ereignis																
20.06.2002	x	x	x	0.15	x	142	94	0.09	63	76	K _h	14.3	13.5	0.32	0.26	1.5
31.08.2002	x	1.02	0.34	0.32	32	111	93	0.08	75	89	K	9.2	6.3	0.67	0.16	6
06.10.2002	x	1.82	0.81	0.60	33	92	68	0.06	61	69	A	42.1	4.4	1.85	0.48	6
16.10.2002	x	4.55	1.78	1.67	37	89	62	0.17	72	79	A	23.3	5.0	1.92	0.41	6
25.10.2002	x	x	x	1.81	x	x	x	0.23	61	80	A	30.4	3.4	4.72	1.12	6
07.11.2002	x	x	x	17.65	x	x	x	0.70	60	89	A	57.6	3.2	35.55	1.28	48
11.11.2002	x	x	x	32.06	x	x	x	0.86	84	93	A	28.7	2.3	90.29	1.09	96
06.03.2003	x	2.39	x	0.95	40	94	66	0.20	82	93	S/A	5.4	1.0	3.38	0.38	12
30.03.2003	x	2.58	x	0.70	27	99	75	0.15	80	95	S/A	10.6	4.2	2.16	0.26	12
02.05.2003	x	5.47	x	1.19	22	91	54	0.11	48	66	K	20.8	10.2	2.44	0.33	12
12.05.2003	x	x	x	x	x	x	x	0.09	x	x	K	21.8	9.7	2.28	0.45	12
06.06.2003	x	1.92	x	0.83	44	113	78	0.08	74	90	K	19.6	11.8	1.38	0.25	12
11.09.2003	x	x	x	0.11	x	x	x	0.03	75	86	K	18.6	8.8	0.80	0.19	6
06.05.2004	x	1.63	x	0.09	5.6	x	x	0.09	82	89	A	16.9	4.3	1.06	0.25	6
09.05.2004	x	1.90	x	0.16	8.5	76	70	0.11	82	86	A	11.3	3.9	1.27	0.36	4
02.06.2004	8.12	6.93	1.27	0.41	6.0	96	54	0.11	46	62	A _k	80.2	11.8	3.34	1.08	6
22.07.2004	0.81	2.42	0.82	0.63	26	151	72	0.06	48	60	K	15.5	8.6	1.25	0.29	6
12.08.2004	0.32	1.59	x	0.60	38	101	87	0.05	75	82	K	22.6	5.3	0.89	0.21	6
10.10.2004	x	x	x	x	x	x	x	0.06	x	x	K	23.6	7.9	1.04	0.21	6
15.10.2004	0.15	0.97	0.48	0.27	28	86	76	0.11	85	89	A	28.5	3.5	1.27	0.24	6
19.10.2004	0.04	1.03	0.38	0.27	26	81	73	0.15	90	92	A	17.7	1.9	1.47	0.27	6
26.10.2004	0.32	1.43	0.66	0.24	17	79	76	0.16	95	97	A	16.3	1.8	1.82	0.32	6

bis 12.05.2003 und vom 10.10.2004 bis 19.10.2004. In dieser Gruppe $DRP_{Diff-klein}$ variiert das Verhältnis der DRP -Frachten zwischen Rüttebach und Schneckenbach zwischen 0.97 und 4.6, im Gruppenmittel 2.7. Eine zweite Gruppe mit deutlich erhöhten DRP -Frachtunterschieden bilden die Ereignisse 20.06.2002 bis 06.10.2002 und vom 06.06.2003 bis 12.08.2004 sowie das Ereignis vom 26.10.2004. In dieser Gruppe $DRP_{Diff-gross}$ variiert das Verhältnis der DRP -Frachten zwischen Rüttebach und Schneckenbach zwischen 5.8 und 36.2, im Gruppenmittel 14.7. Die Gruppe $DRP_{Diff-gross}$ umfasst v. a. Sommerereignisse (Ausnahmen: Ereignis 06.10.2002 und 26.10.2004), während die andere Gruppe in erster Linie Frühjahrs- und Herbstereignisse vereint (Winterereignisse wurden nicht erfasst).

Ein mögliche Ursache könnte eine Abhängigkeit von Grundwasserstand (Regler) sein. Anzeichen hierfür sind die Ereignisse im Mai, die 2003 nach dem extrem niederschlagsreichen Herbst 2002 (ca. 600 mm im Oktober/November) zur Gruppe $DRP_{Diff-klein}$ zählen, während nach dem Jahrhundertssommer 2003 und dem trockenen Frühjahr 2004 die Ereignisse im Mai 2004 der anderen Gruppe angehören. Die Unterschiede könnten aber auch von anderen Faktoren, beispielsweise Temperatur oder Aktivität der Bodenorganismen, gesteuert werden.

Die TP -Frachten unterscheiden sich deutlich weniger zwischen Rüttenbach und Schneckenbach; für beide Gruppen beträgt die Spanne aller Ereignisse 1.7 bis 8.5. Die Relation DRP/TP beträgt in der Folge für die Ereignisse des Rüttenbachs 0.41 (Spanne 0.2 - 0.6, s. Tab. 4.2), für den Schneckenbach im Mittel 0.26 (Spanne 0.06 - 0.44, s. Tab. 4.3). Die DP -Frachten der Ereignisse beider Gebiete werden zu über 90 % durch die DRP -Frachten erklärt, ihre Dynamik im Ereignisverlauf verläuft dabei annähernd synchron.

Die im Vergleich zum Schneckenbach stark erhöhten Konzentrationen und Frachten des Rüttenbachs bei Hochwasser können jedoch nicht ohne weiteres der ARA zugeschrieben werden, da infolge der Trennkanalisation Hochwasserentlastungen von Kanalnetz oder ARA äusserst selten sind. Einzelne Ereignisse können z. T. mehr als 10 % der P -Monatsfracht verursachen³. Der Anteil der sechs Ereignisse 2003 am Bilanzzeitraum 2003 (04.03.-25.11.2003) beträgt 1.1 % der TP - bzw. 2.8 % DRP -Fracht, die der neun Ereignisse 2004 am Bilanzzeitraum 2004 (10.03.-24.11.2004) beläuft sich auf 3.1 % der TP - resp. 3.9 % der DRP -Fracht. Der Bilanzzeitraum 2002 wurde nicht berücksichtigt, da die Ereignisse am Zusammenfluss erst ab Ende Juli 2002 mit automatischen Probenahmegeräten beprobt wurden. Zuvor erfasste Ereignisse – z. B. das Ereignis vom 20.06.2002 – wurden manuell beprobt.

Im Folgenden wird anhand ausgewählter Ereignisse detaillierter auf mögliche P -Quellen und Senken und vor allem auf relevanten P -Eintragspfade eingegangen. Generell werden dabei die Ereignisse des Rüttenbachs denen des Schneckenbachs gegenübergestellt und miteinander verglichen. Der Rüttenbach mit seinem kleineren, schneller reagierenden Einzugsgebiet, löst die Probenahme bei Überschreiten eines definierten Wasserstands für beide Bäche aus (s. Kap. 3). Im Schneckenbach wird deshalb fast immer der ansteigende Ast erfasst, während im Falle des Rüttenbachs zum Teil die erste Probenahme erst zum Zeitpunkt des Abflussscheitels erfolgt. Um auch einen Vergleich des ansteigenden Asts zu ermöglichen, wurde auch ein Ereignis (06.05.2004, s. Abb. 4.16 u. 4.17) ausgewählt, als vor Ort manuell 14

³Zu berücksichtigen ist hierbei, dass die Frachten am Pegel Schneckenbach-Altbach (SA) und die Ereignisse am Pegel Rüttenbach-Zusammenfluss (RZ) erfasst wurden. Da der Rüttenbach durch deutlich höhere P -Konzentrationen und Frachten geprägt ist als der Schneckenbach, wurde für die Bestimmung des Ereignisanteils an der Monats- bzw. Jahresfracht die Annahme getroffen, dass die flächengewichtete Fracht am Pegel RZ dreimal so hoch wie am Pegel SA ist.

zusätzliche Proben im *ansteigenden Ast* gezogen wurden. Hauptunterschied zwischen Schneckenbach und Rüttebach ist neben der ARA (Punktquelle) im Rüttebacheinzugsgebiet die Gerinnebettgestalt. Der Rüttebach ist im Unterlauf begradigt und tief eingeschnitten, während der Schneckenbach sich in naturnahem Zustand befindet.

Ereignis 16.10.2002

Diesem Ereignis ging am 06.10.2002 ein Ereignis voraus, das zu höheren Basisabflüssen und Grundwasserständen im Vorfeld des 16.10.2002 führte. Da der Niederschlag Mitte Oktober z. T. als Schnee bzw. Schneeregen fiel und die Temperaturen entsprechend tief waren, eignete sich dieses Ereignis gut für eine Ganglinienseparation mit Umweltisotopen (^{18}O), da so Grundwassersignal (Vorereigniswasser) und Niederschlagssignal (Ereigniswasser) eindeutig zu trennen waren. Dieses Ereignis steht stellvertretend für advektive Ereignisse bei hohem Grundwasserstand (s. Abb. 4.25).

Das Ereignis wurde ausgelöst bei Erreichen eines Abflusses von ca. 0.3 mm/h am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). Zuvor ist schon ein schwach ausgeprägter Abflusspeak zu verzeichnen (dito Schneckenbach), der vom grösseren zweiten Peak überlagert wird. Der Verlauf der Silikatkurve (RZ) zeigt die erwartete Verdünnung infolge des Niederschlags, mit einem primären Minimum zu Beginn infolge des ersten Abflussscheitels und einem sekundären Minimum als Reaktion auf den zweiten Abflussscheitel. Die Reaktion erfolgt mit einem gewissen Zeitversatz (RZ, SZ), wobei der ansteigende Ast nicht von Anfang an erfasst wurde (RZ; zu erkennen daran, dass der erste Silikatwert nicht der höchste Wert ist). Generell ist die Variation der Silikatkonzentration eher gering, was auf einen hohen Anteil an mobilisiertem Grundwasser schliessen lässt (s. Kap. 4.3.4). Die Silikatkurve am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ) verläuft ähnlich. Es sind ebenfalls zwei verzögerte Minima zu erkennen, allerdings ist das erste Minimum schwächer und das zweite Minimum stärker ausgeprägt, also genau umgekehrt als bei RZ.

Bei Betrachtung der P -Konzentrationen (RZ) sind für alle Fraktionen zwei Peaks zu erkennen. Im Falle von TP sind sie fast auf gleichem Niveau; bei DP und DRP ist der zweite Peak ausgeprägter. Bei SZ sind ebenfalls zwei Peaks zu erkennen, wobei bei allen Fraktionen der erste Peak dominiert. Die Differenz der P -Fachten und Konzentrationen der beiden Einzugsgebiete ist eher gering, das Ereignis gehört entsprechend der Gruppe $DRP_{Diff-klein}$ an. Die beiden Peaks resultieren vermutlich aus den zwei Abflussscheiteln, die im Falle von RZ zeitlich eher getrennt sind und vom Niveau nur gering differieren. Am Pegel SZ sind die beiden Peaks überlagert, zudem ist der erste Abflussscheitel stark gedämpft, was für bessere Retentionseigenschaften dieses Gebiets spricht. Des weiteren ist die Hochwasserganglinie zeitlich gedehnt (breiter), was sich vermutlich auf die deutlich grössere Einzugs-

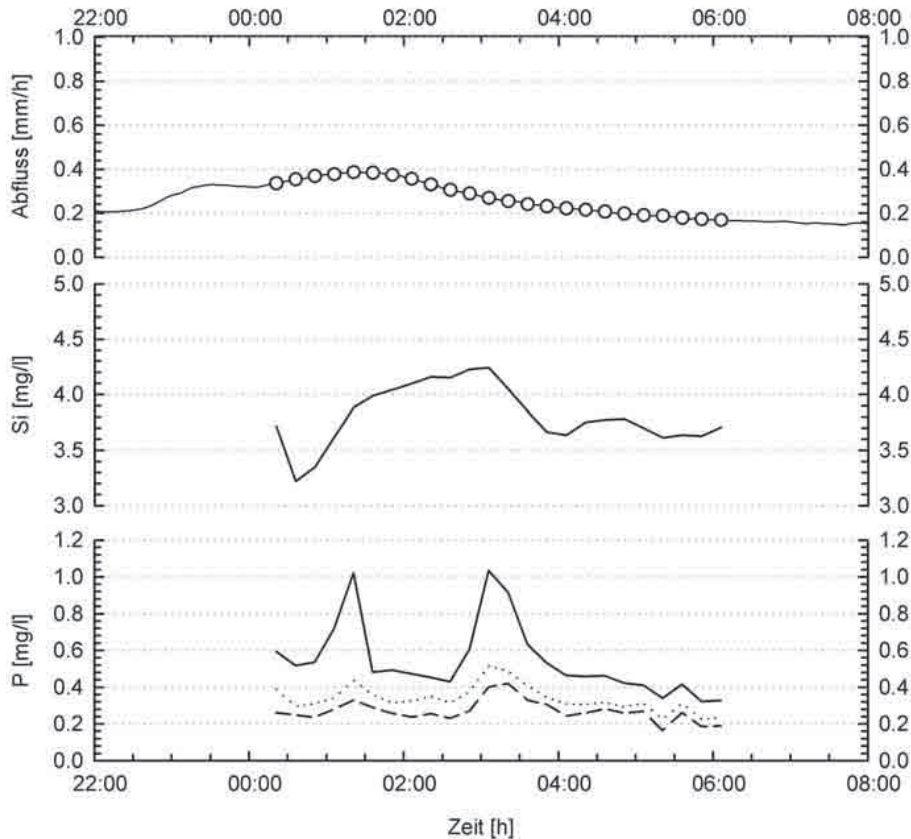


Abbildung 4.12: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 16.10.2002 (23.3 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie), Probenahmezeitpunkte Sampler (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie). 3. Graph: *TP-P* (durchgezogene Linie), *DP-P* (gepunktet), *DRP-P* (gestrichelt).

gebietsfläche und die besseren Retentionseigenschaften – sowie das damit verbundene fortgeschrittenere Routing (Wellenablauf) – zurückführen lässt.

Ereignis 06.06.2003

Das Ereignis vom 06.06.2003 ragt im Jahrhundertsommer 2003 heraus – sowohl hinsichtlich der Abflüsse, als auch bzgl. der *P*-Frachten und Konzentrationen. Ausgehend von geringem Basisabfluss (d. h. niedrigem Grundwasserstand) steigt der Abfluss schnell und markant an, um dann nach Erreichen des Scheitels relativ zügig wieder auf das Ausgangsniveau abzusinken. Der Scheitelabfluss ist am Pegel RZ mehr als doppelt so hoch wie am Pegel SZ.

Ursachen sind einerseits die besseren Retentionseigenschaften aufgrund der vorhandenen Überflutungsflächen (natürliche Gerinnebettgestalt) und die Abflachung der Abflusskurve (fortgeschrittenere Routing des größe-

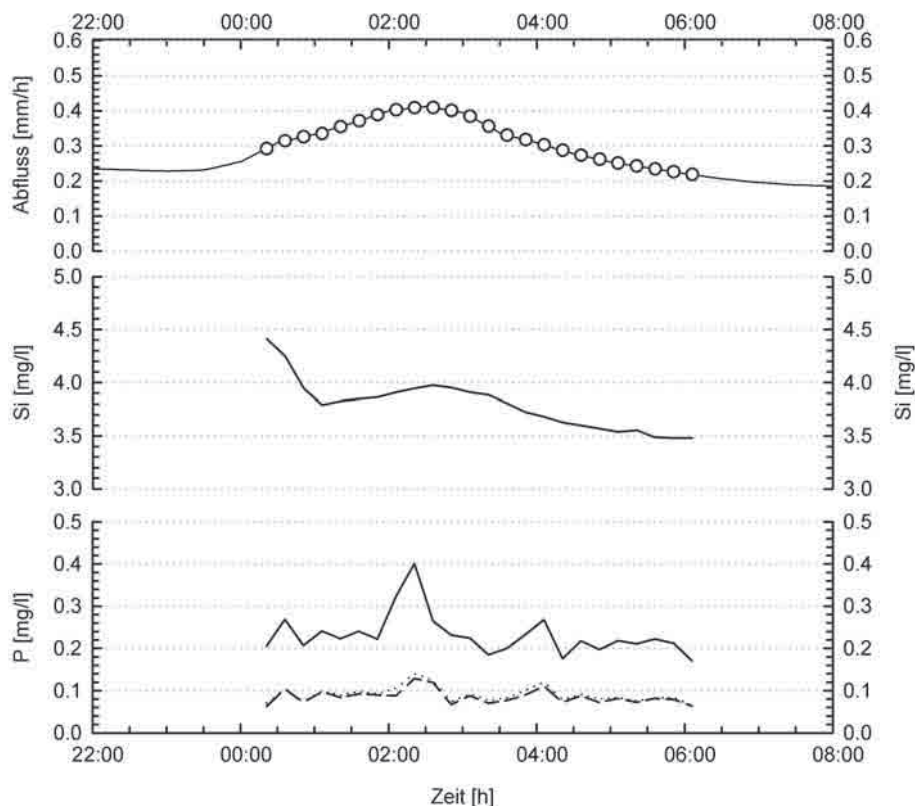


Abbildung 4.13: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 16.10.2002 (23.3 mm Niederschlag) am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie), Probenahmezeitpunkte Sampler (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie). 3. Graph: TP-P (durchgezogene Linie), DP-P (gepunktet), DRP-P (gestrichelt).

ren Gebiets) des Schneckenbachs. Andererseits ist bei Konvektive Ereignissen eine kleinräumig unterschiedliche Niederschlagsverteilung mit stark abweichenden Niederschlagsmengen und Intensitäten in den beiden Gebieten sehr wahrscheinlich. Sehr eindrücklich konnte dies bei einem Hagelereignis (Korndurchmesser bis 9 cm!) Ende Juni 2002 festgestellt werden, bei dem in einem ca. 4 km breiten Band südlich von Rütthof erhebliche Schäden auftraten, während das obere Schneckenbachtal nicht betroffen war.

Der Abflussanstieg am Rüttebach erfolgte so schnell, dass nur eine Probe im ansteigenden Ast und keine Probe bei Scheitelabfluss gezogen wurde. Am Schneckenbach hingegen waren es drei Proben im ansteigenden Ast und eine Probenahme bei Scheitelabfluss. Schön ist bei beiden Pegeln die Verdünnung der Silikatganglinie zu sehen, wobei es kaum zu Verzögerungen in Reaktion auf den Niederschlag kommt. Die Verdünnung ist dem Abfluss entsprechend am Pegel RZ deutlich ausgeprägter. Der Anteil von Grundwas-

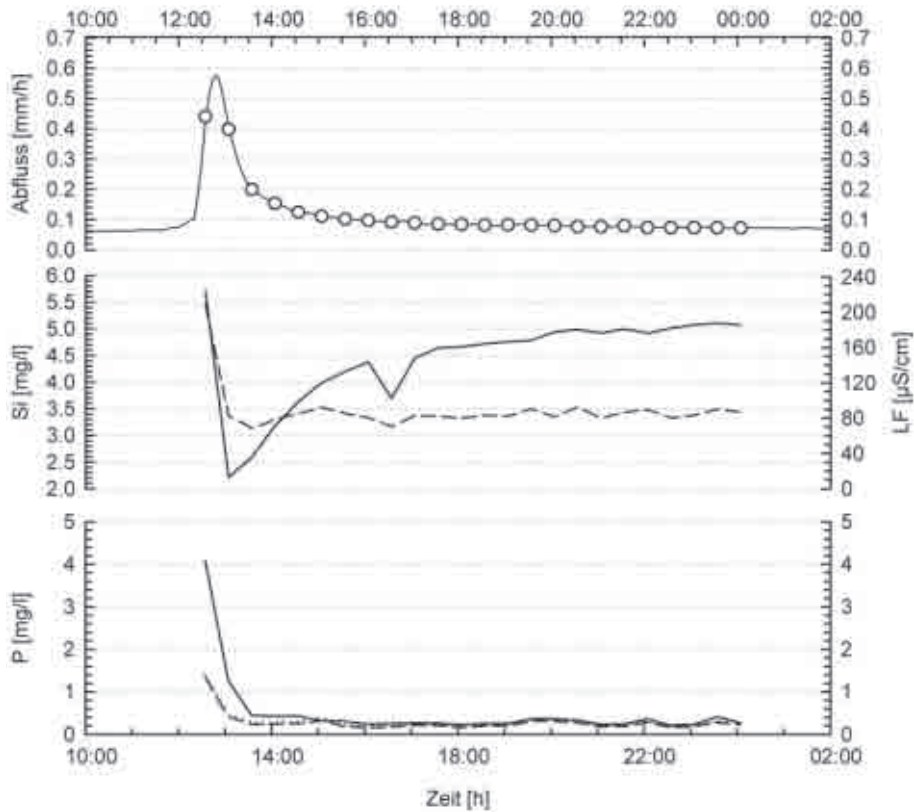


Abbildung 4.14: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 06.06.2003 (19.6 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie), Probenahmezeitpunkte Sampler (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: *TP-P* (durchgezogene Linie), *DP-P* (gepunktet), *DRP-P* (gestrichelt).

ser am Ereignisabfluss ist insbesondere am Rüttebach niedrig, was auf eine schnelle Mobilisierung von Niederschlagswasser, z. B. durch *präferentiellen Fluss* im Oberboden, hinweist. Als Folge der niederschlagsarmen Witterung und ungewöhnlich grosser Hitze (Temperaturen häufig über 35°C in 800 m Höhe) mit potentiell hoher Verdunstung ist die ungesättigte Zone ausgedehnt, was *präferentiellen Fluss* wahrscheinlicher macht. Die Leitfähigkeit (*LF*) verläuft in beiden Fällen ähnlich. Ausgehend von einem Maximum deutlich vor dem Scheitelabfluss sinkt die *LF* kontinuierlich, bis sie wieder trockenwettertypische Werte erreicht.

Der Verlauf der *P*-Konzentrationen an beiden Pegeln ähnelt dem der *LF*. Die erste Probe weist jeweils den höchsten *TP*-Wert auf. Beim Rüttebach gilt dies auch für *DP* und *DRP*, beim Schöpfebach erfolgt zwischen Probe 1 und 3 noch ein leichter Anstieg, das Maximum wird aber auch vor dem Scheitelabfluss erreicht. Obwohl am Pegel RZ nur eine Probe des ansteigenden

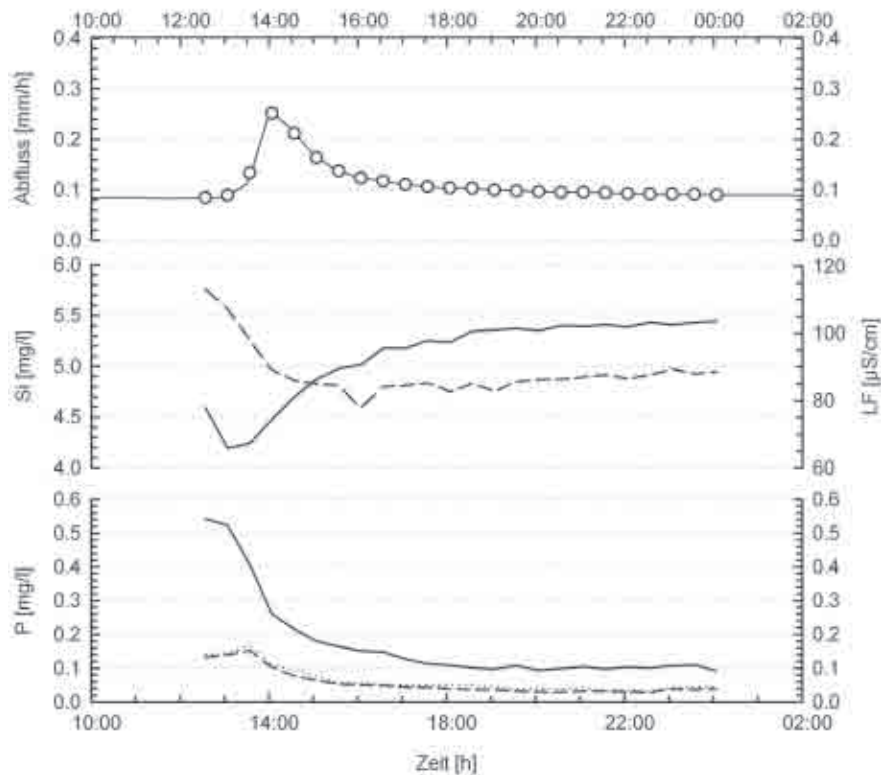


Abbildung 4.15: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 06.06.2003 (19.6 mm Niederschlag) am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie), Probenahmezeitpunkte Sampler (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: TP - P (durchgezogene Linie), DP - P (gepunktet), DRP - P (gestrichelt).

Asts und keine des Abflussscheitels vorliegt, sind die TP -Konzentrationen fast 8-fach, die DP - und DRP -Konzentrationen ca. 10-fach höher als am Pegel SZ. Die Frachten werden durch markant höheren Scheitelabflusses am Pegel RZ im Verhältnis zusätzlich erhöht. Das Ereignis gehört somit zur Gruppe $DRP_{Diff-gross}$.

Ereignis 06.05.2004

Bei diesem Ereignis konnten zusätzlich 14 Proben im ansteigenden Ast manuell gezogen werden, so dass auch die Situation vor dem Scheitelabfluss am Pegel RZ detailliert analysiert werden kann. Der Scheitelabfluss erreichte gerade so den probenahmeauslösenden Schwellenwert von knapp unter 0.3 mm/h . Vergleicht man die Abflussganglinie, fällt das übliche Muster auf. Die Ganglinie von Pegel SZ ist breiter und flacher als am Pegel RZ, vor allem der Anstieg erfolgt gedämpft.

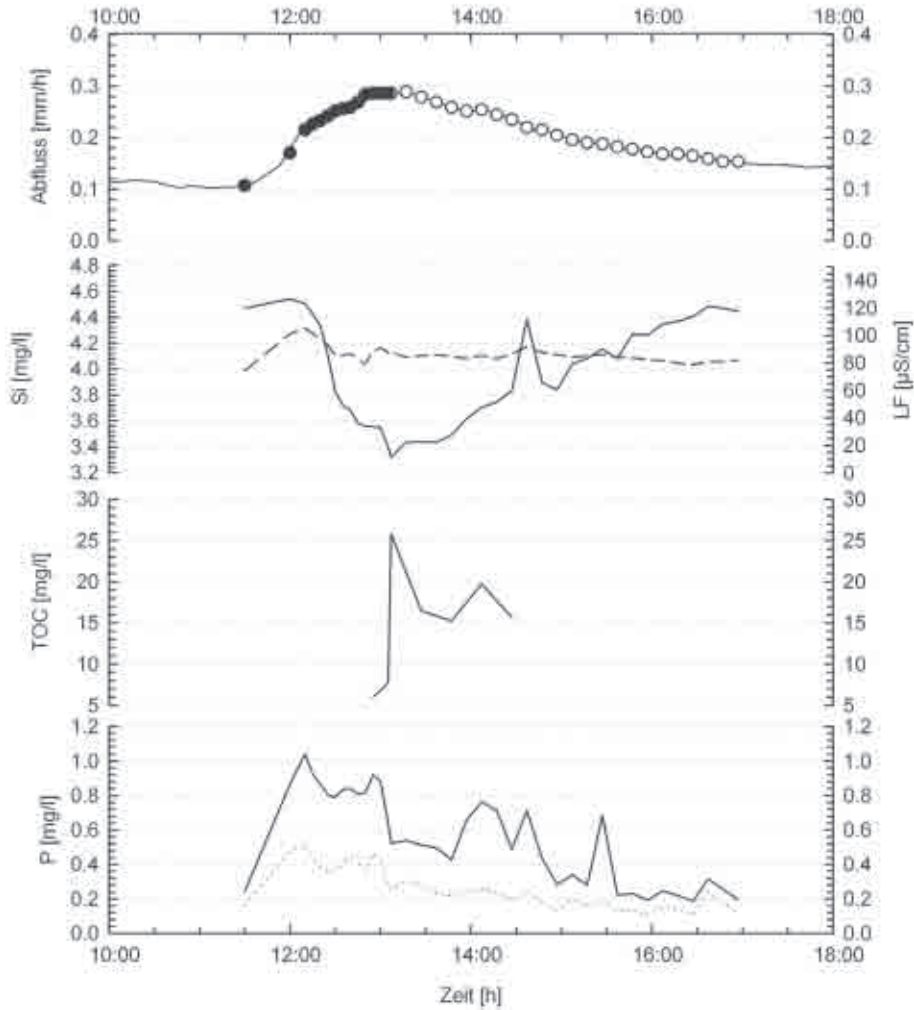


Abbildung 4.16: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 06.05.2004 (16.9 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie), Probenahmezeitpunkte Sampler (o) bzw. manuell (●). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: TOC (durchgezogene Linie). 4. Graph: TP-P (durchgezogene Linie), DRP-P (gepunktet).

Die Silikatganglinie spiegelt an beiden Pegeln wiederum den Abflussgang, wobei auch die jeweilige maximale Verdünnung – d. h. die minimalen Silikatwerte – auf gleichem Niveau liegen. Allerdings ist der Startwert vor dem Ereignis am Pegel RZ mit ca. 4.6 mg/l gegenüber 4.0 mg/l deutlich erhöht. Die Leitfähigkeit (LF) bei diesem eher kleinen Abflussereignis ist an beiden Pegeln recht ausgeglichen. Nach einem kurzen, am Pegel RZ etwas kräftigeren Anstieg anfangs des ansteigenden Asts verläuft die LF recht ausgeglichen.

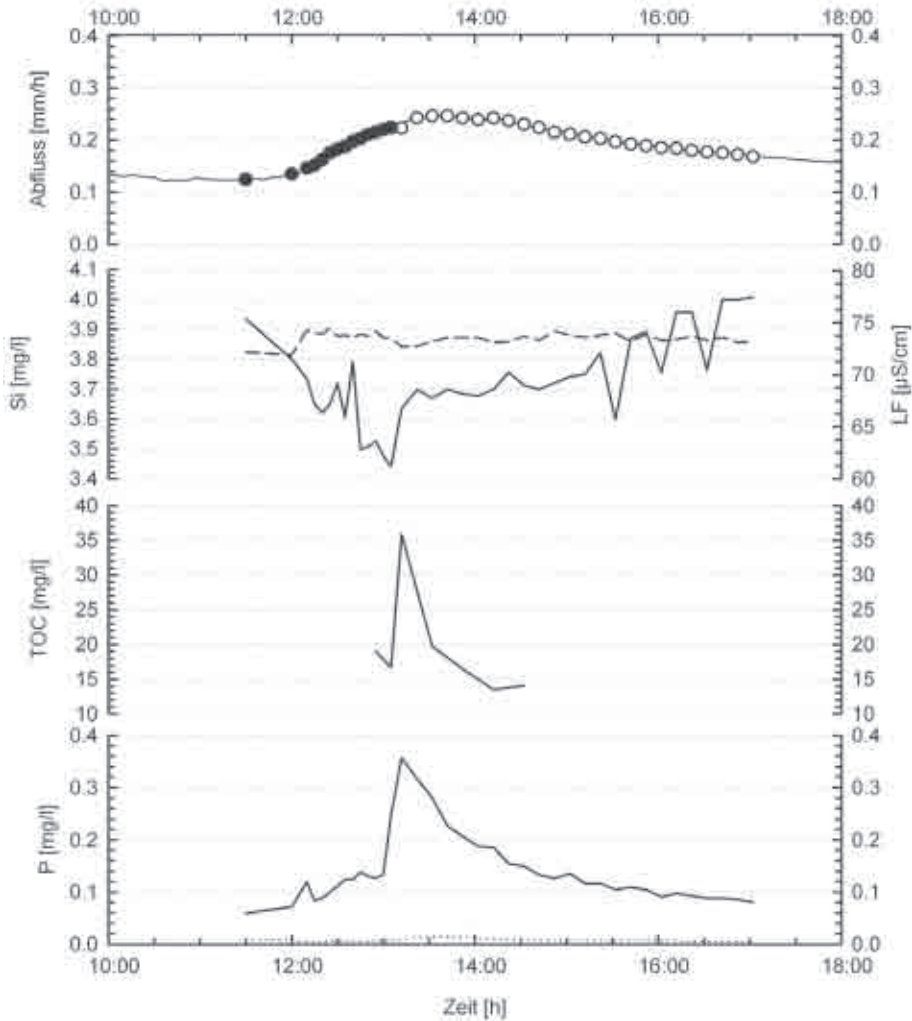


Abbildung 4.17: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 06.05.2004 (16.9 mm Niederschlag) am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte Sampler (o) bzw. manuell (•). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: TOC (durchgezogene Linie). 4. Graph: TP-P (durchgezogene Linie), DRP-P (gepunktet).

Bei diesem Ereignis wurde zudem auch der Parameter *TOC* für ausgewählte Proben um den Scheitelabfluss bestimmt. Beide entsprechen dem Verlauf der *TP*-Konzentration und erreichen den maximalen Wert deutlich vor dem Scheitelabfluss. Das Maximum ist dabei am Pegel SZ sogar höher als bei RZ, das zusätzlich einen kleinen sekundären Peak aufweist. Der Verlauf der *TP*-Konzentration ist am Pegel SZ recht kontinuierlich, während er am Pegel RZ deutlich unruhiger ist. Die Maximalkonzentration ist dabei

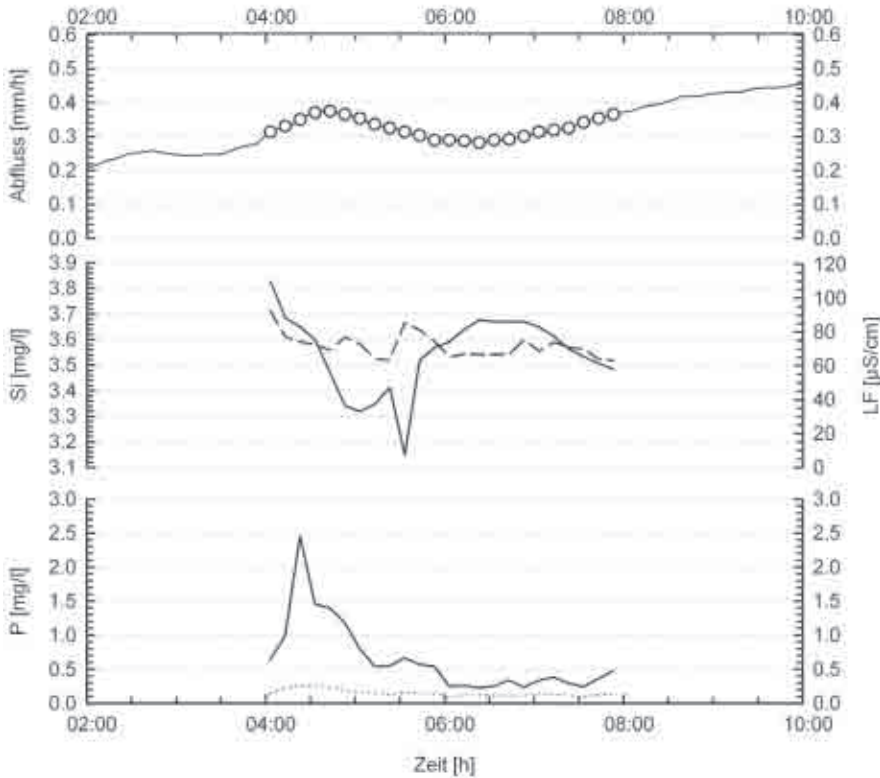


Abbildung 4.18: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 09.05.2004 (11.3 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: *TP-P* (durchgezogene Linie), *DRP-P* (gepunktet).

auch fast um den Faktor 3 erhöht. Die *DRP*-Konzentrationen verlaufen fast mit den *TP*-Kurven identisch, allerdings ist die Differenz zwischen RZ und SZ markant grösser. Das Ereignis gehört somit zur Gruppe *DRP_{Diff-gross}*.

Der sehr frühe Anstieg von *TP* im Rüttebach könnte auf sehr frühe Mobilisierung von Gerinnesedimenten hindeuten, was auch die anthropogen modifizierte Gerinnebettgestalt nahe legt. Aufgrund des synchronen Verlaufs von *DRP* und *TP* stammen beide *P*-Fraktionen vermutlich aus derselben Quelle, was zu dem Schluss führt, dass ein grosser Teil des *DRP* evtl. durch Rücklösungsprozesse aus den Gerinnesedimenten stammen könnte. Dazu müssten aller Wahrscheinlichkeit nach anaerobe Verhältnisse im Sedimentkörper herrschen. Entsprechende Rücklöseversuche aus Sedimentproben werden deshalb auch in der sich schwerpunktmässig mit der Bedeutung von Bachsedimenten für *P*-Einträge beschäftigenden Dissertation von C. Katterfeld (KATTERFELD, in Arbeit) durchgeführt.

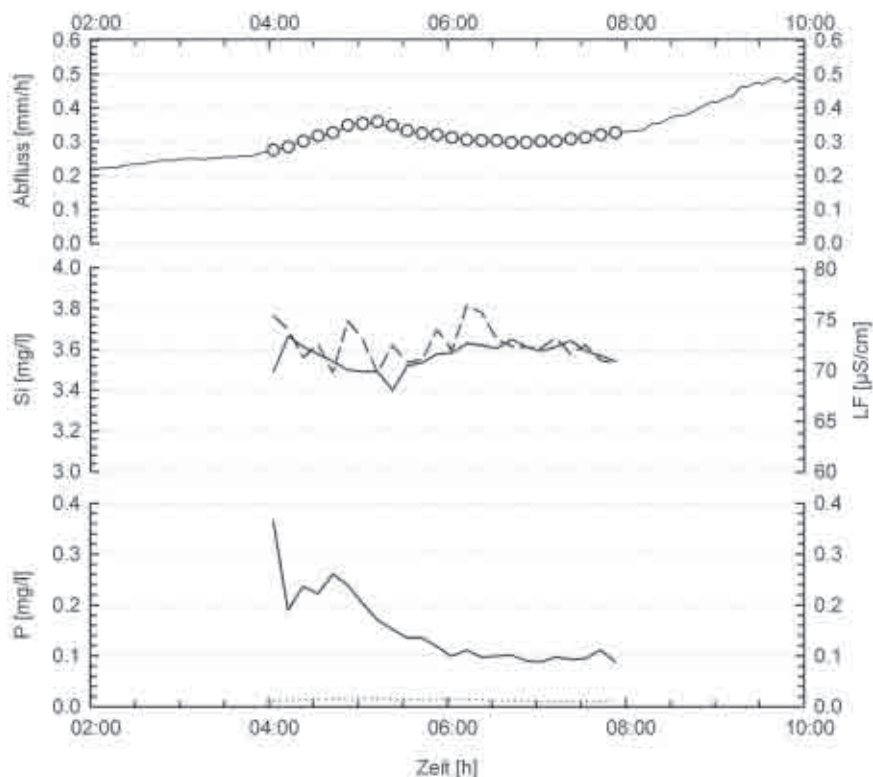


Abbildung 4.19: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 09.05.2004 (11.3 mm Niederschlag) am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: TP - P (durchgezogene Linie), DRP - P (gepunktet).

Ereignis 09.05.2004

Nur drei Tage nach dem Ereignis vom 06.05.2004 folgte das nächste Hochwasserereignis. Der Abflussgang an beiden Pegeln ist recht ähnlich, wobei der beprobte Scheitelabfluss am Pegel RZ leicht höher ist als am Pegel SZ. Eine zweite, nicht mehr beprobte Welle erreicht jedoch am Pegel SZ die höheren Werte. Die Verdünnung der Silikatwerte ist am Pegel RZ deutlich stärker, die LF variiert an beiden Pegeln nur schwach.

Die TP -Werte sind am Rüttebach markant höher, wobei am Pegel SZ – trotz mehrerer Proben im ansteigenden Ast – der Maximalwert nicht erfasst wurde. Erstaunlicherweise ist das Maximum am Pegel RZ jedoch gut erfasst; die Situation ist bei diesem Ereignis gerade umgekehrt wie sonst. Die DRP -Konzentrationen sind am Pegel RZ im Vergleich zu SZ und auch zu den TP -Werten stark erhöht. Das Ereignis gehört somit zur Gruppe $DRP_{Diff-gross}$.

Ereignis 02.06.2004

Das Ereignis vom 02.06.2004 weist als Besonderheit zwei ausgeprägt Abflussscheitel auf. Der erste Scheitel ist am Pegel SZ deutlich, am Pegel RZ bedingt abgeschwächt, während er an der für die Tracerexperimente eingerichteten Pegelstation Rüttebach-Brücke (RB) fast ähnlich hoch wie der zweite Abflussscheitel ist. Die deutlich Dämpfung des Abflusssignals am Pegel RZ erstaunt, da der Unterlauf des Rüttebachs begradigt sowie stark eingeschnitten ist und infolge dessen Überflutungen nur sehr selten vorkommen. Eine mögliche Erklärung wäre ein intensiver Austausch zwischen gerinnenaheem Grundwasser und dem Vorfluter, was durch die organischen Uferböden begünstigt sein könnte.

Die im Bereich des Zusammenflusses von Rüttebach und Schneckenbach durchgeführten Tracerexperimente, Temperaturmessungen und Probenahmen in Interstitialsonden legen den Schluss nahe, dass das Interstitial diesbezüglich nur von sehr untergeordneter Bedeutung ist (KATTERFELD in Arbeit). Dieses Ereignis ist an allem Pegel von hohen Ereigniswasseranteilen geprägt. Zur Ganglinienseparation wurden hierzu neben Silikat auch ^{18}O verwendet, sie führen zu sehr ähnlichen Ergebnissen (s. Kap. 4.3.4).

Die hohen *TOC*-Werte am Pegel Rüttebach stammen eindeutig aus dessen Unterlauf, d. h. unterhalb vom Pegel Rüttebach-Brücke (RB). Gleiches gilt auch für alle *P*-Fraktionen. Die *P*-Konzentrationen sind am Pegel SZ markant niedriger als am Pegel RZ, sie sind jedoch gut vergleichbar mit denen des Pegels RB. Dies ist ein deutlicher Beleg, dass die hohen *P*-Frachten aus den Sedimenten des Rüttebach-Unterlaufs stammen. Es legt den Schluss nahe, dass die ARA für erhöhte *P*-Werte der Sedimente verantwortlich ist. Detaillierte Untersuchungen der Sedimente bestätigen dies (KATTERFELD, in Arbeit). Das Ereignis gehört zur Gruppe *DRP_{Diff-gross}*.

Ereignis 22.07.2004

Für dieses Ereignis wurde an beiden Pegeln der ansteigende Ast ausreichend gut erfasst. Die Abflüsse sind am Pegel RZ markant höher als am Pegel SZ. Während am Pegel RZ nur ein Hochwasserscheitel zu erkennen ist, lassen sich am Pegel SZ zwei Peaks, d. h. ein primärer erster Abflussscheitel und ein sekundäres zweites Maximum, unterscheiden. Allerdings könnten am Pegel RZ auch zwei Peaks überlagert und somit nicht mehr einzeln zu identifizieren sein.

Besonderheit dieses Ereignisses sind die sehr hohen *P*-Konzentrationen v. a. am Pegel RZ. Aufgrund dieser Resultate wird vermutet, dass durch das Grossereignis vom 02.06.2004 viel Material zuerst mobilisiert bzw. erodiert wurde (Ufererosion), in der Folge im Gerinne zwischengespeichert wurde und nun für die hohen Konzentrationen aller *P*-Fraktionen verantwortlich sein könnte. Dieses Phänomen gilt v. a. für den Rüttebach. Das Ereignis gehört somit zur Gruppe *DRP_{Diff-gross}*.

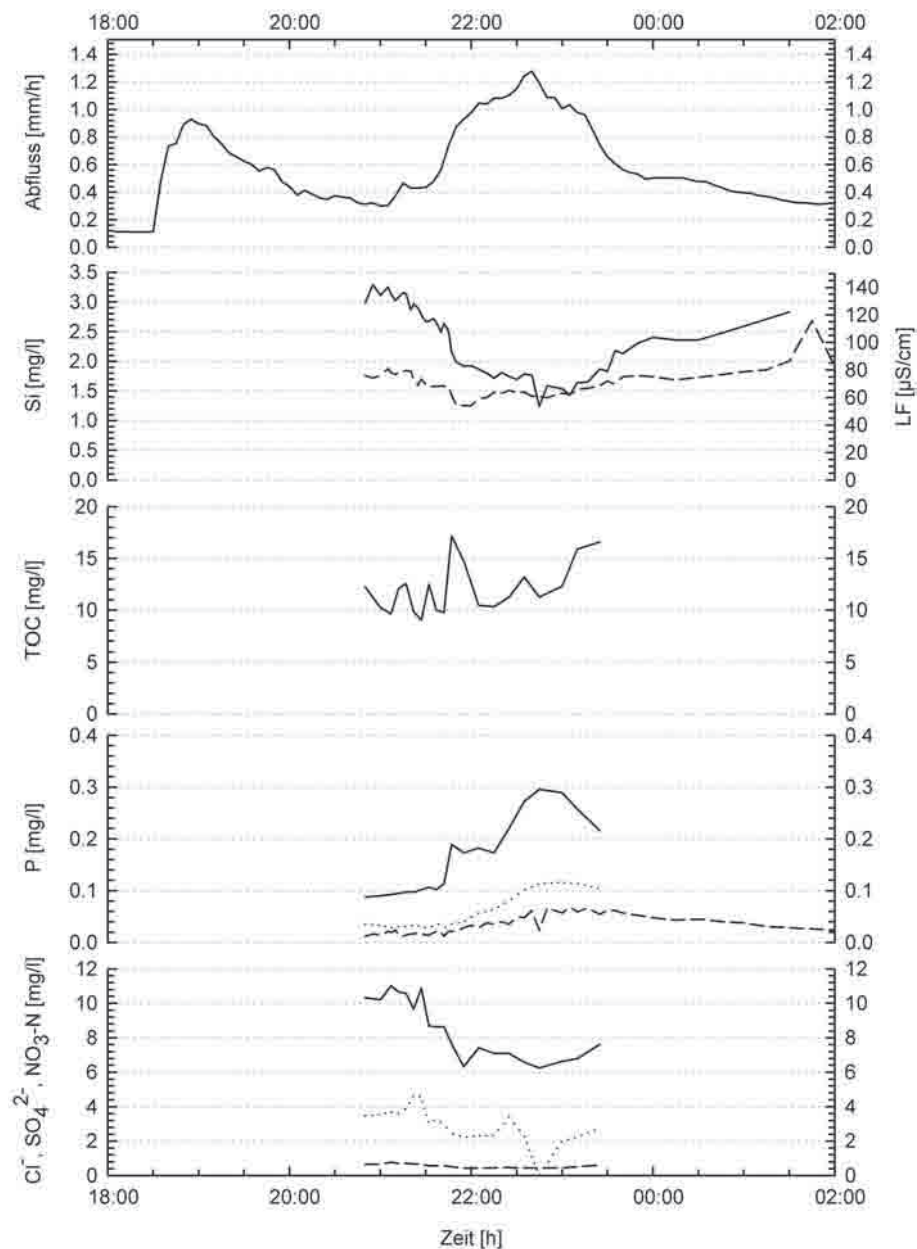


Abbildung 4.20: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 02.06.2004 (84.8 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Brücke (RB). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: *TOC* (durchgezogene Linie). 4. Graph: *TP-P* (durchgezogene Linie), *DP-P* (gepunktet), *DRP-P* (gestrichelt). 5. Graph: Cl^- (durchgezogene Linie), SO_4^{2-} (gepunktet), $\text{NO}_3\text{-N}$ (gestrichelt).

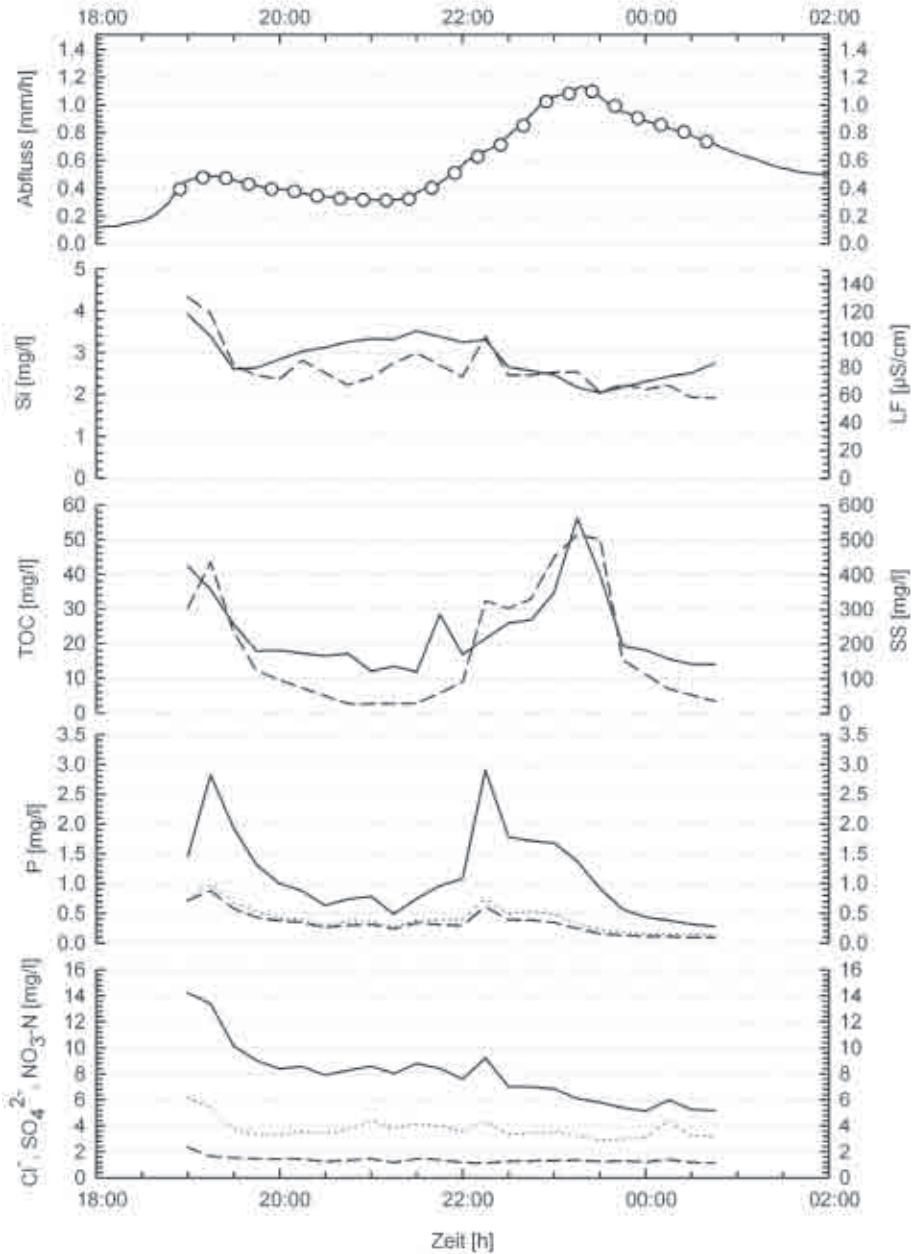


Abbildung 4.21: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 02.06.2004 (84.8 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: TOC (durchgezogene Linie) und Schwebstoffgehalt (gestrichelt). 4. Graph: $TP-P$ (durchgezogene Linie), $DP-P$ (gepunktet), $DRP-P$ (gestrichelt). 5. Graph: Cl^- (durchgezogene Linie), SO_4^{2-} (gepunktet), NO_3-N (gestrichelt).

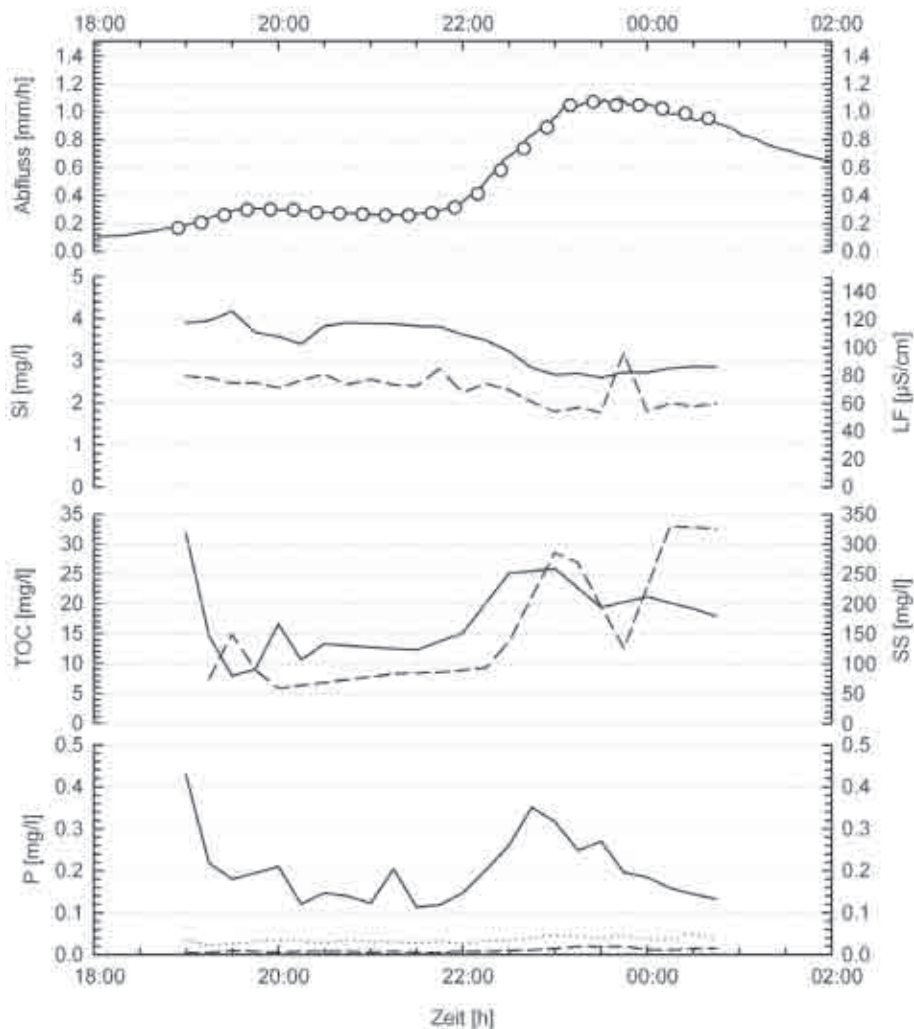


Abbildung 4.22: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 02.06.2004 (84.8 mm Niederschlag) am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: TOC (durchgezogene Linie) und Schwebstoffgehalt (gestrichelt). 4. Graph: *TP-P* (durchgezogene Linie), *DP-P* (gepunktet), *DRP-P* (gestrichelt).

Fazit Ereignisse

Herausragend ist das Ereignis vom 02.06.2004. Der 24 h-Niederschlag von 84.8 mm an der Station Rütthof entspricht annähernd einem 50-jährlichen Ereignis (s. Tab. 4.1). Durch Zufall wurde an diesem Abend ein Tracerexperiment im oberen Rüttebachtal durchgeführt, so dass sich die aussergewöhnliche Chance ergab, neben dem Experiment (s. Kap. 4.4) und den automatischen Probenahmen am Zusammenfluss (s. Abb. 4.22 und 4.21) die

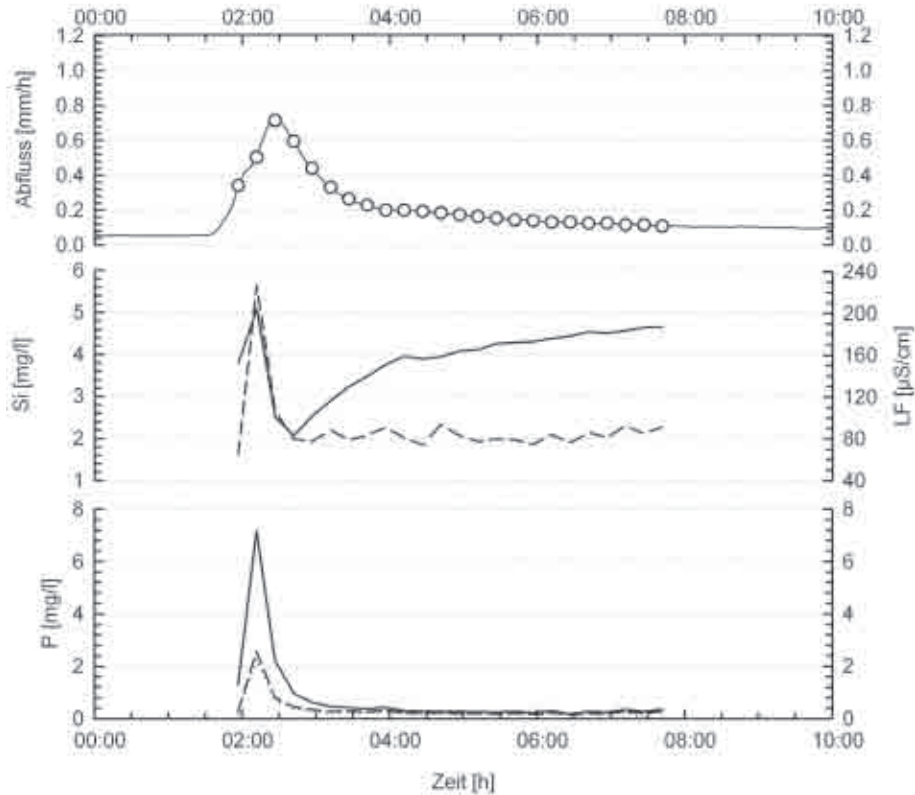
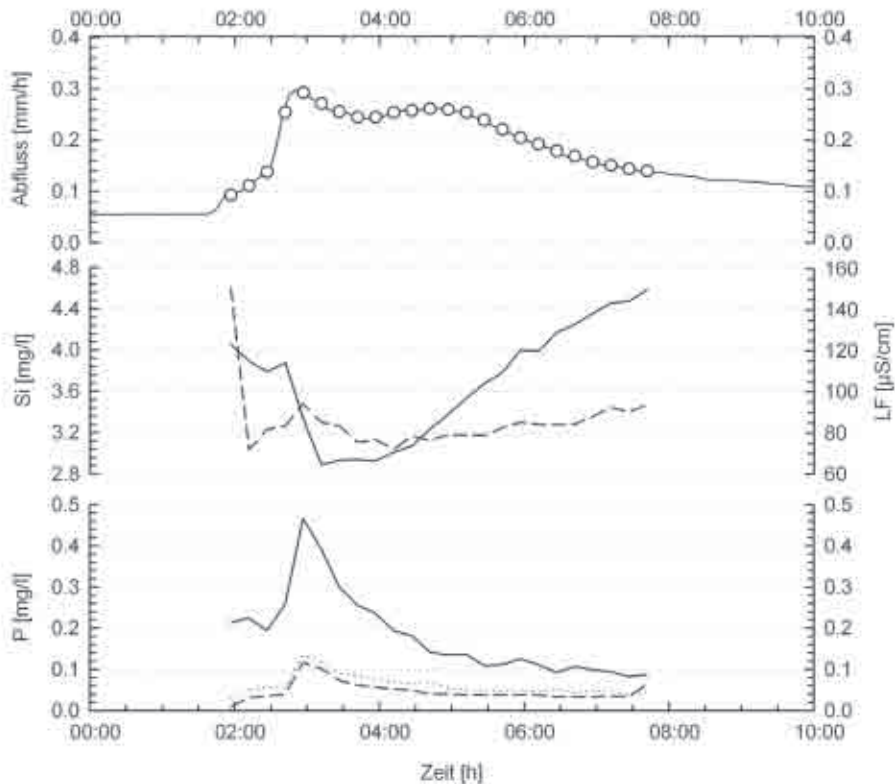


Abbildung 4.23: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 22.07.2004 (15.5 mm Niederschlag) am Pegel Rüttebach-Zusammenfluss (RZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: $TP-P$ (durchgezogene Linie), $DP-P$ (gepunktet), $DRP-P$ (gestrichelt).

ses Ereignis auch intensiv manuell zu beproben. Ein vermutlich für den Schwarzwald einmaliger Datensatz entstand: (i) Beprobung des ansteigenden Asts, (ii) Hydrochemiedaten in 2 bzw. 5 min Intervall im Peakbereich, (iii) hochauflösende Isotopendaten (Abfluss, Grundwasser der Uferzone, Niederschlag), (iv) Abfluss, Grundwasser und Niederschlagsdaten in hoher zeitlicher Auflösung in verschiedenen Skalen in Verbindung mit (v) einem kombinierten Gülle-Tracerversuch (s. Kap. 4.4.2) sowie (vi) wertvollen Feldbeobachtungen.

Die hohen Einträge (Frachten und Konzentrationen) beim ersten Folgeereignis nach Grossereignissen (z. B. am 22.07.2004 nach den Ereignis vom 02.06.2004) deuten auf Einträge aus Mobilisierung von zuvor erodiertem oder umgelagerten Material hin. Auch das Auftreten der höchsten P -Konzentrationen vor dem Abflussscheitel bekräftigen die Vermutung, dass ein grosser Teil der P -Fraktionen aus schnell mobilisierbaren Quellen – wie beispielsweise Gerinnesedimenten und/oder Ufererosion – stammen. Aller-



Abbildungung 4.24: Abfluss und Hydrochemismus für das Ereignis am 22.07.2004 (15.5 mm Niederschlag) am Pegel Schneckenbach-Zusammenfluss (SZ). — 1. Graph: Abfluss (durchgezogene Linie) und Probenahmezeitpunkte (o). 2. Graph: Silikat (durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (gestrichelt). 3. Graph: $TP-P$ (durchgezogene Linie), $DP-P$ (gepunktet), $DRP-P$ (gestrichelt).

dings ist auch *präferentieller Fluss* in der Lage, schnell P zu mobilisieren und zu transportieren (s. Kap. 4.4).

4.3.1 Statistik

Die Daten der Ereignisse aus der Untersuchungsperiode 2002-2004 dienen als Datengrundlage für eine statistische Analyse. Ziel war es, Zusammenhänge zwischen hydrochemischen, hydrometeorologischen und anthropogenen Einflussgrößen untereinander und auf den P -Austrag in die Gewässer zu untersuchen. Die Korrelationmatrizen sind dazu in drei Abschnitte unterteilt: Abschnitt 1 beschreibt die Korrelationen ausgehend von beiden Gebieten, Abschnitt 2 betrachtet die Ereignisse des Rüttebachs und Abschnitt 3 die Ereignisse des Schneckenbachs separat. In Tabelle 4.4 werden alle Ereignisse⁴ als ein Datenkollektiv betrachtet.

⁴Die Ereignisse vom November 2002 wurden aufgrund der signifikant längeren Beprobungsintervalle ausgeschlossen.

Tabelle 4.4: Korrelationen aller Ereignisse 2002 - 2004.

Abkürzungen: Ereignisfracht $TP-P$ bzw. $DRP-P$ (Summe $TP-P$ bzw. $DRP-P$), Maximalkonzentration $TP-P$ bzw. $DRP-P$ ($TP-P_{max}$ bzw. $DRP-P_{max}$), Leitfähigkeitsmaximum bzw. -minimum (LF_{max} bzw. LF_{min}), durchschnittlicher bzw. minimaler Grundwasseranteil (ϕ_{GW} bzw. GW_{min}), wurde für alle Ereignisse durch Ganglinienseparation auf Grundlage der Silikatgehalte bestimmt), Basisabfluss am Vortag des Ereignisses (BF_{Vortag}), Abfluss- bzw. Niederschlagshöhe (Q - bzw. NS -Summe), Scheitelabfluss bzw. maximale Niederschlagsintensität (Q_{max} bzw. NS_{max}), Advektiv oder Konvektiv (A/K), Grosswetterlage laut DWD (Wetterlage), Jahreszeit (Saison), Monat (Monat), Düngung innerhalb der letzten 7 bzw. 30 Tagen vor dem Ereignis (Dung-7, Dung-30).

alle Ereignisse	Beide Gebiete				Rüttebach				Schneckenbach			
	$\Sigma TP-P$	$\Sigma DRP-P$	$TP-P_{max}$	$DRP-P_{max}$	$\Sigma TP-P$	$\Sigma DRP-P$	$TP-P_{max}$	$DRP-P_{max}$	$\Sigma TP-P$	$\Sigma DRP-P$	$TP-P_{max}$	$DRP-P_{max}$
$\Sigma TP-P$	1.00				1.00				1.00			
$\Sigma DRP-P$	0.93	1.00			0.93	1.00			0.56	1.00		
$TP-P_{max}$	0.64	0.71	1.00		0.51	0.57	1.00		0.30	0.15	1.00	
$DRP-P_{max}$	0.74	0.82	0.95	1.00	0.65	0.73	0.93	1.00	0.12	0.37	0.44	1.00
LF_{max}	0.34	0.46	0.66	0.70	0.22	0.34	0.63	0.70	-0.06	0.09	0.39	0.26
LF_{min}	-0.44	-0.32	-0.20	-0.15	-0.61	-0.55	-0.32	-0.24	-0.74	-0.33	0.03	0.06
LF_{Diff}	0.45	0.54	0.72	0.75	0.33	0.43	0.69	0.74	0.40	0.31	0.42	0.24
ϕ_{GW}	-0.64	-0.61	-0.45	-0.53	-0.71	-0.74	-0.48	-0.61	-0.64	-0.36	-0.21	-0.16
GW_{min}	-0.66	-0.71	-0.62	-0.66	-0.66	-0.76	-0.67	-0.75	-0.70	-0.48	-0.32	-0.16
BF_{Vortag}	-0.17	-0.21	-0.37	-0.40	-0.19	-0.26	-0.49	-0.52	0.22	0.34	-0.01	-0.16
ΣQ	0.32	0.24	-0.15	-0.09	0.51	0.47	-0.20	-0.09	0.67	0.65	-0.05	-0.12
Q_{max}	0.59	0.48	0.26	0.31	0.90	0.84	0.41	0.54	0.71	0.46	-0.05	-0.26
ΣNS	0.56	0.39	0.06	0.17	0.82	0.75	0.11	0.30	0.62	0.04	-0.05	-0.14
NS_{max}	0.34	0.29	0.30	0.35	0.49	0.50	0.44	0.53	0.29	0.02	0.48	0.22
A/K	0.27	0.24	0.38	0.42	0.38	0.40	0.55	0.63	0.11	-0.09	0.30	0.24
Wetterlage	0.20	0.08	-0.02	-0.02	0.32	0.24	0.04	0.03	0.28	-0.10	-0.13	0.00
Saison	-0.07	-0.01	-0.08	-0.01	-0.09	-0.04	-0.12	-0.03	-0.11	0.17	-0.14	0.28
Monat	-0.12	-0.05	-0.06	-0.01	-0.17	-0.11	-0.08	-0.04	-0.21	0.06	-0.24	0.21
Dung-7	0.24	0.16	0.17	0.17	0.39	0.33	0.31	0.31	0.17	0.08	-0.06	0.10
Dung-30	0.17	0.09	0.09	0.11	0.30	0.22	0.18	0.20	0.09	-0.03	-0.03	0.21

Anschliessend werden die Ereignisse entsprechend den Hauptgruppen eingeteilt, d. h. in Tabelle 4.5 alle Konvektive Ereignisse, in Tabelle 4.6 alle Advektive Ereignisse. Betrachtet man die Korrelation der P -Konzentrationen mit anderen hydrochemischen und ereignischarakterisierende Grössen, so scheinen zwei Gruppen besonders signifikant (grau markiert, s. Tab. 4.4, Tab. 4.5 und Tab. 4.6). Der Parameter GW_{min} ist fast immer hoch – d. h. höher 0.7 bzw. -0.7 – mit den P -Frachten und P -Konzentrationen korreliert. Dies gilt sowohl für Rüttebach, Schneckenbach oder beide Gebiete gemeinsam, als auch für advektive, konvektive oder alle Ereignisse.

Besonders hoch ist die Korrelation für P -Frachten bei konvektiven Ereignissen im Rüttebach ($TP-P$: -0.80, $DRP-P$: -0.87). Ebenfalls hohe Korrelationen für P -Frachten und auch DRP -Maximalkonzentrationen zeigen die beiden Parameter Dung-7 und Dung-30 für Konvektive Ereignisse im Rüttebachtal ($TP-P$: 0.77, $DRP-P$: 0.76, $DRP-P_{max}$: 0.77). Beide Parameter haben die gleichen Werte, da Düngetermine häufig in der Woche vor Ereignissen liegen, nie aber im Zeitraum 7-30 Tage vor einem Ereignis. Dies scheint auf den ersten Blick erstaunlich, liegt aber vor allem daran, dass:

Tabelle 4.5: Korrelationen aller Konvektive Ereignisse 2002-2004. Abkürzungen siehe Tabelle 4.4.

konvektiv Ereignisse	Beide Gebiete				Rüttebach				Schneckenbach			
	Σ TP-P	Σ DRP-P	TP-P _{max}	DRP-P _{max}	Σ TP-P	Σ DRP-P	TP-P _{max}	DRP-P _{max}	Σ TP-P	Σ DRP-P	TP-P _{max}	DRP-P _{max}
Σ TP-P	1.00				1.00				1.00			
Σ DRP-P	0.95	1.00			0.97	1.00			0.42	1.00		
TP-P _{max}	0.59	0.75	1.00		0.38	0.53	1.00		0.32	0.58	1.00	
DRP-P _{max}	0.70	0.83	0.97	1.00	0.55	0.67	0.95	1.00	0.10	0.89	0.52	1.00
LF _{max}	0.19	0.33	0.60	0.61	-0.04	0.03	0.49	0.51	-0.32	0.05	0.35	0.19
LF _{min}	-0.55	-0.46	-0.30	-0.28	-0.65	-0.66	-0.31	-0.27	-0.90	-0.41	-0.16	-0.18
LF _{Diff}	0.34	0.46	0.68	0.69	0.09	0.17	0.57	0.58	0.31	0.34	0.47	0.33
\emptyset GW	-0.68	-0.59	-0.35	-0.43	-0.76	-0.67	-0.17	-0.32	-0.73	-0.32	-0.22	-0.06
GW _{min}	-0.72	-0.75	-0.65	-0.66	-0.80	-0.87	-0.64	-0.65	-0.81	-0.41	-0.39	-0.14
BF _{Vortag}	0.22	0.07	-0.27	-0.25	0.46	0.42	-0.33	-0.24	0.75	0.49	0.76	0.18
Σ Q	0.64	0.45	0.02	0.07	0.86	0.79	0.00	0.12	0.97	0.35	0.30	0.01
Q _{max}	0.76	0.60	0.35	0.41	0.97	0.93	0.37	0.54	0.84	-0.06	0.07	-0.34
Σ NS	0.60	0.37	-0.01	0.10	0.90	0.79	0.01	0.25	0.78	-0.13	-0.10	-0.40
NS _{max}	0.20	0.13	-0.09	-0.07	0.31	0.27	-0.17	-0.10	0.34	0.26	0.42	0.05
Wetterlage	0.51	0.37	0.17	0.23	0.79	0.82	0.43	0.56	0.82	0.33	-0.01	0.08
Saison	-0.10	-0.10	0.05	0.15	-0.10	-0.15	0.07	0.24	-0.50	-0.74	-0.39	-0.51
Monat	-0.30	-0.25	0.00	0.05	-0.38	-0.43	0.01	0.07	-0.68	-0.80	-0.74	-0.55
Dung-7	0.46	0.31	0.29	0.33	0.77	0.76	0.63	0.77	0.34	-0.33	-0.09	-0.31
Dung-30	0.46	0.31	0.29	0.33	0.77	0.76	0.63	0.77	0.34	-0.33	-0.09	-0.31

Tabelle 4.6: Korrelationen aller Advektive Ereignisse 2002-2004. Abkürzungen siehe Tabelle 4.4.

advektiv Ereignisse	Beide Gebiete				Rüttebach				Schneckenbach			
	Σ TP-P	Σ DRP-P	TP-P _{max}	DRP-P _{max}	Σ TP-P	Σ DRP-P	TP-P _{max}	DRP-P _{max}	Σ TP-P	Σ DRP-P	TP-P _{max}	DRP-P _{max}
Σ TP-P	1.00				1.00				1.00			
Σ DRP-P	0.92	1.00			0.84	1.00			0.93	1.00		
TP-P _{max}	0.73	0.45	1.00		0.57	0.08	1.00		0.14	-0.06	1.00	
DRP-P _{max}	0.87	0.87	0.58	1.00	0.84	0.84	0.32	1.00	0.12	0.22	0.20	1.00
LF _{max}	0.81	0.90	0.39	0.78	0.82	0.95	0.15	0.81	0.46	0.56	-0.07	0.02
LF _{min}	-0.13	-0.02	-0.10	0.12	-0.54	-0.26	-0.66	-0.22	-0.57	-0.46	0.26	0.37
LF _{Diff}	0.79	0.83	0.40	0.67	0.86	0.91	0.30	0.77	0.70	0.71	-0.22	-0.21
\emptyset GW	-0.65	-0.61	-0.39	-0.59	-0.91	-0.81	-0.52	-0.87	-0.56	-0.54	0.11	-0.08
GW _{min}	-0.70	-0.73	-0.38	-0.55	-0.71	-0.77	-0.30	-0.67	-0.75	-0.76	0.10	0.06
BF _{Vortag}	-0.39	-0.26	-0.40	-0.51	-0.66	-0.42	-0.52	-0.75	0.17	0.32	-0.17	-0.12
Σ Q	-0.02	0.16	-0.33	-0.19	-0.19	0.20	-0.56	-0.25	0.61	0.77	-0.30	-0.10
Q _{max}	0.13	0.22	-0.09	-0.07	0.24	0.44	-0.02	0.06	0.61	0.73	-0.17	-0.13
Σ NS	0.30	0.37	0.11	0.30	0.62	0.66	0.21	0.51	0.09	0.24	-0.11	0.21
NS _{max}	0.38	0.28	0.37	0.36	0.66	0.51	0.61	0.69	0.38	0.18	0.44	-0.03
Wetterlage	0.01	-0.08	0.20	0.13	0.17	-0.03	0.37	0.22	-0.39	-0.37	-0.07	0.11
Saison	0.07	0.17	-0.10	0.09	0.13	0.24	-0.18	0.00	0.08	0.28	0.03	0.68
Monat	0.10	0.16	-0.03	0.13	0.20	0.25	-0.05	0.09	0.03	0.19	0.05	0.61
Dung-7	-0.09	-0.02	-0.04	-0.12	-0.19	-0.13	-0.05	-0.31	-0.02	0.23	-0.14	0.36
Dung-30	-0.20	-0.11	-0.16	-0.16	-0.36	-0.25	-0.29	-0.44	-0.18	0.06	0.04	0.59

- der erste Düngetermin z. T. erst nach Ausblühen der Gräser Ende Juni – und somit nach den Frühjahrseignissen – lag,
- die Ereignisse häufig kurz nacheinander stattfanden (Herbst 2002, Frühjahr 2003, Frühjahr 2004, Herbst 2004) und die Düngetermine nur dem ersten (nachfolgenden) Ereignis zugeordnet wurden,
- lange Perioden ohne Ereignisse auftraten (Sommer 2002, Sommer/Herbst 2003, Sommer 2004),
- infolge der Höhenlage nur 2-3 Düngegaben pro Jahr erfolgen,
- die Düngetermine nicht vom Witterungsverlauf unabhängig sind,
- günstige Termine (Witterungsverhältnisse) für die Düngung von mehreren Landwirten gleichzeitig genutzt werden und
- die Düngetermine nicht von allen Landwirten vollständig vorlagen.

Insgesamt sind 22 Ereignisse in der dreijährigen Untersuchungsperiode detailliert am Zusammenfluss Rüttebach-Schneckenbach beprobt worden. Zwei Ereignisse Anfang bzw. Mitte November 2002 wurden nicht in das Statistik-Datenkollektiv übernommen, da bei diesen Ereignissen die Probenahmeintervalle in Reaktion auf die aussergewöhnlichen Abflusssituation deutlich verändert und damit nicht mehr mit den anderen Ereignissen vergleichbar sind. Folglich bilden 20 Ereignisse⁵ die Basis der statistischen Untersuchungen. Im strengen Sinne ist damit der erforderliche Stichprobenumfang von mindestens 30 deutlich unterschritten. Die statistische Analyse ist deshalb mit einer gewissen Skepsis zu betrachten.

Um den möglichen Zusammenhang Düngung-Konvektiveignis für das Rüttebacheinzugsgebiet zu testen, wurden deshalb 2004 auf einer ausgewählten Testfläche verschiedene Experimente – u. a. ein kombinierter Dünge-Tracer-Versuch – durchgeführt (s. Kap. 4.4). Der mögliche Zusammenhang – genauer die mögliche negative Korrelation – von minimalem Grundwasseranteil mit den P -Frachten bzw. P -Konzentrationen deutet auf den Einfluss hydrologischer Prozesse bzgl. des P -Eintrags in die Gewässer hin.

Die negative Korrelation bedeutet theoretisch, dass je niedriger der Grundwasseranteil eines Ereignisses ist, desto höher ist die P -Fracht bzw. die maximale P -Konzentration. Zur Verdeutlichung: Ein niedriger Grundwasseranteil hat zur Folge, dass ein entsprechend hoher Anteil an Niederschlagswasser zum Abfluss kommt. Dies würde die Arbeitshypothese stützen, dass Niederschlagswasser verstärkt DRP aus der Fläche mobilisiert und in die Gewässer transportiert. Die generell höheren Korrelationswerte für DRP im Vergleich zu TP bekräftigen dies.

⁵Selbst für diese 20 Ereignisse liegen aufgrund technischer oder analytischer Probleme nicht alle Parameter für alle 20 x 24 x 2 Ereignisproben beider Pegel vor.

Die höchsten Korrelationen liefern – neben den erwartet ausgeprägten Korrelationen voneinander abhängigen Variablen (*P*-Frachten und *P*-Konzentrationen untereinander) – nicht überraschend die Kombinationen Scheitelabfluss/Phosphor und Niederschlagssumme/Phosphor. Hierbei ist die Korrelation mit *TP* höher als mit *DRP*. Dies deutet an, dass hohe Scheitelabflüsse zur verstärkten *TP*-Mobilisierung aus Sediment und Ufererosion führen könnten.

Erwartungsgemäss hoch korreliert sind auch *LF*/Phosphor – v. a. bei advektiven Ereignissen – und Phosphor/Ereignistyp (Wetterlage, Saison, Monat) v. a. für Konvektive Ereignisse. Ersteres gilt verstärkt für den Rüttebach mit einer hohen positiven Korrelation der *DRP*- und *TP*-Frachten mit der maximalen Leitfähigkeit, während im Falle des Schneckenbachs die durchweg negative Korrelation der *TP*-Frachten mit der minimalen Leitfähigkeit auffällt.

Eine Ursache für dieses gegenläufige Verhalten könnte die ARA im Rüttebacheinzugsgebiet sein, die direkt für signifikant erhöhte Leitfähigkeiten bei Trockenwetterabfluss und evtl. auch indirekt bei Hochwasserabflüssen verantwortlich ist. Dies ist ein Hinweis für die Mobilisierung von ARA-beinflussten Sedimenten im Ereignisfall, da die hohen Leitfähigkeiten im ansteigenden Ast der Abflussganglinie auftreten und entsprechend aus einer schnell mobilisierbaren Quelle stammen müssen. Die ARA selbst reagiert kaum auf schwankende Abflüsse und kommt deshalb als Ursache nicht in Betracht (s. Kap. 4.4.2).

4.3.2 Hydrochemismus

Die Leitfähigkeiten sind im Gebiet generell niedrig. Der Rüttebach hat bei Basisabfluss infolge der Punktquelle ARA im Vergleich zum Schneckenbach um den Faktor 1.5 bis 2.0 erhöhte Werte. Die Werte von Schöpfebach und Schneckenbach liegen in der gleichen Grössenordnung. Der Schneckenbach ist auch im Ereignisfall von niedrigen Werten gekennzeichnet, der Rüttebach hingegen erreicht vor allem im ansteigenden Ast der Abflussganglinie mitunter deutlich erhöhte Werte.

Im Rüttebach treten im Ereignisfall hohe *TOC*-Werte einhergehend mit den höchsten *DRP*-Werten v. a. im ansteigenden Ast auf. Dies weist auf Mobilisierung von organischen Sedimenten oder auf Ufererosion der organischen Böden hin. Die Bestimmung des Anteils der Gewässererosion (Bachsedimente, Uferböschung) an der Schwebstoff- und Phosphorfracht sowie Sedimentbeprobung und Sediment-Rücklöseversuche sind zentrale Themen der Dissertation von C. Katterfeld (KATTERFELD, in Arbeit). Generell kennzeichnen eher niedrige Schwebstoffwerte die untersuchten Gebiete. Die Trübung des Baches ist meist nur kurzzeitig vor Erreichen des Scheitelabflusses signifikant. Nitrat, Sulfat und Chlorid erreichen auch im Ereignisfall keine ökologisch bedenkliche Konzentrationen.

4.3.3 Typisierung/Klassifizierung

Es sind zwei Haupttypen zu erkennen. Die Ereignisse lassen sich einerseits der Gruppe der Konvektivevents – geprägt von hohen, räumlich sehr heterogen verteilten Niederschlagsintensitäten und eher kurzer Niederschlagsdauer – und andererseits der Gruppe der Advektivevents – mit langandauernden, räumlich homogen verteilten Niederschlägen niedriger bis mittlerer Intensität – zuordnen. Als eigentlich selbständige Ereignistypen werden Schneeschmelzevents (06.03.2003) und Niederschlag auf Schnee (30.03.2003) aufgrund ihrer Eigenschaften den Advektivevents zugeteilt. Als Grenze für die Unterteilung in die Hauptgruppe wurde einerseits die Wetterlage, andererseits ein Schwellenwert bzgl. der maximalen Ereignisintensität innert 30 min von 5 mm/h als Kriterium verwendet.

4.3.4 Ganglinienseparation

Die Ganglinienseparation wurde exemplarisch für zwei ausgewählte Ereignisse mit unterschiedlichem Charakter mit Silikat und ^{18}O durchgeführt und diese miteinander verglichen. Der Verlauf und Anteil von Grundwasserabfluss und Direktabfluss (Separation mit Silikat) entspricht ungefähr denen von Vorereignis- und Ereigniswasser (Separation mit ^{18}O). Insbesondere das Ereignis von 02.06.2004 ist geprägt von sehr hohen Ereigniswasseranteilen (s. Abb. 4.26 sowie Tab. 4.2 und 4.3). Eher niedriger Basisabfluss vor dem Ereignis am 02.06.2004, hohe Niederschlagsmenge und -intensität führen zu sehr hohem Ereigniswasseranteil. Das Ereignis am 16.10.2002 ist hingegen von hohem Basisabfluss, verbunden mit eher niedrigen Niederschlagssummen und Intensitäten und infolge dessen recht niedrigen Ereigniswasseranteilen geprägt (s. Abb. 4.25 sowie Tab. 4.2 und 4.3).

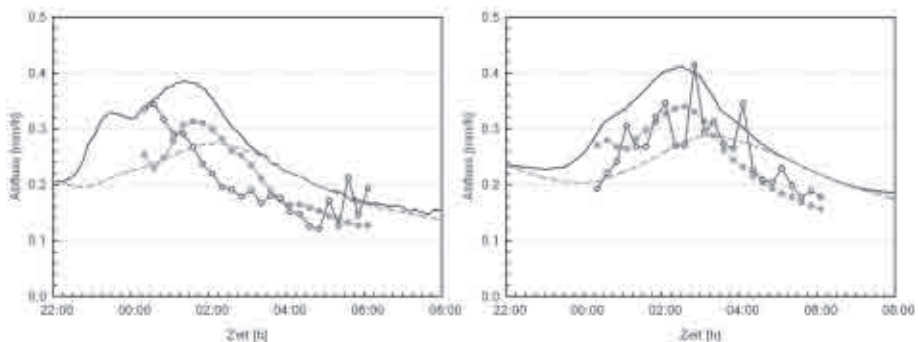


Abbildung 4.25: Ganglinienseparation für das Ereignis am 16.10.2002 an den Pegeln Rüttebach-Zusammenfluss (links) und Schneckenbach-Zusammenfluss (rechts). — Erklärung siehe Abbildung 4.26.

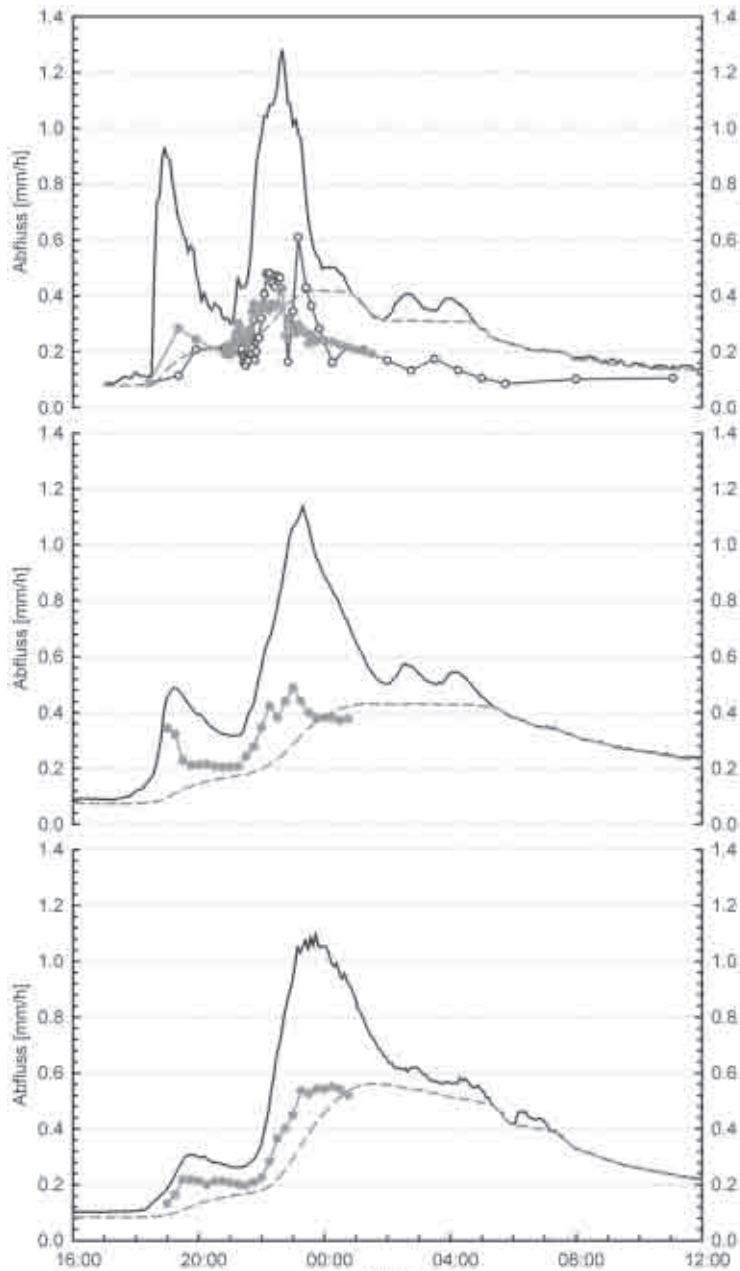


Abbildung 4.26: Ganglinienseparation für das Ereignis am 02.06.2004 an den Pegeln Brücke-Rüttebach (1. Graph), Rüttebach-Zusammenfluss (2. Graph) und Schneckenbach-Zusammenfluss (3. Graph). —
 Erklärung: Abfluss (durchgezogene Linie); Ganglinienseparation mit Silikat (●), ^{18}O (o) und mit rekursivem Filter nach ECKHARDT (Kap. 3.6.1) berechnet (gestrichelt).

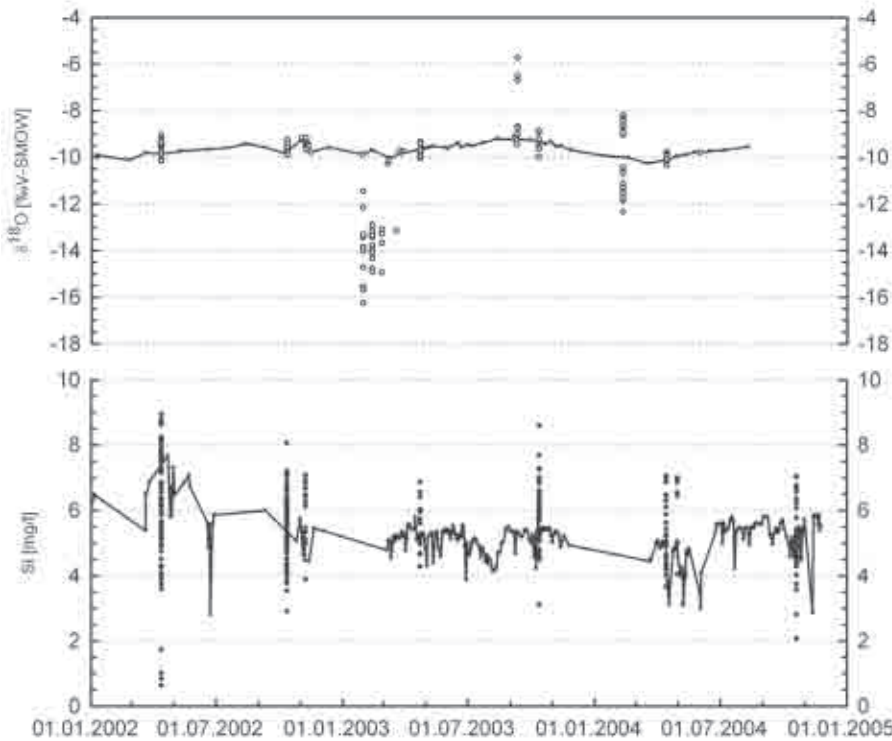


Abbildung 4.27: Jahresgang von ^{18}O (1. Graph) und Silikat (2. Graph) am Pegel Schneckenbach-Altbach mit Stichtagsbeprobungen (Si: •, ^{18}O : o) und Schneebeobungen (^{18}O : o) für den Zeitraum 2002 - 2004.

4.4 Experimente

Mit den Experimenten sollten hydrologische Prozesse und *präferentielle Fliesswege* im Boden detailliert untersucht und bezüglich ihres *P*-Eintragspotentials bewertet werden. Ausgehend von detaillierten hydrologischen Prozessstudien von Abflussbildung und Abflusskonzentration (WEILER 1998, 2001) sollten *P*-Eintragspfade identifiziert und möglichst auch quantifiziert werden. Im Mittelpunkt steht die Frage, wann welche Fliessweg im welchem Umfang flächenhafte Einträge in die Gewässer ermöglichen. Die Initiation von Makroporenfluss und die Intensität der Interaktion von Makroporen und Bodenmatrix sind von zentraler Bedeutung für den Stofftransport.

Die Infiltrationskapazität der Böden ist in Feldversuchen meist um mehr als eine Größenordnung höher als bei Laborversuchen von Bodensäulen (KOCH et al. 2005, MODESTI 2004), da im letzteren Fall Bodeninhomogenitäten und Grobstrukturen sowie Grundwasserstandsschwankungen unzureichend berücksichtigt werden. Die Frage, ob niedrige Grundwasserstände

– und die damit einhergehende Ausdehnung der ungesättigten Zone, die durch Makroporen evtl. schnell überbrückt werden kann – zu höheren Ereigniswasseranteilen führen, lässt sich beispielsweise mit Umweltisotopen beantworten. Höhere Ereigniswasseranteile sind ein klares Signal für potentiell erhöhte P -Einträge, da dann die hydrologische Vernetzung evtl. nicht mehr ein limitierender Faktor (Regler) ist.

Grundwasserspiegelanstieg (d. h. Grundwasserberge, ground water ridging, GWR) bzw. temporär Aufsättigung von Teilbereichen im Bodenprofil, die sich mit Zonen ausgeprägter lateraler Röhrensysteme wie Drainagen, Maulwurfgänge, Wühlmausgänge⁶ vernetzen, besitzen ein unterschiedliches Eintragspotential. Ob lateraler Abfluss präferentielle Fließwege wie Röhrenfluss in der ungesättigten oder in der gesättigten Zone – mit meist reduzierenden Verhältnissen – oder Strukturen mit erhöhten hydraulischen Durchlässigkeiten der Bodenmatrix (engl. transmissivity feedback) bevorzugt, spielt für den P -Transport bzw. für die P -Retention eine zentrale Rolle. Fließ- bzw. Transportpfade im Untergrund können nur mit Feldexperimenten in realistischem Rahmen identifiziert werden.

4.4.1 Uranin

Zur Identifikation zentraler Abflussbildungsprozesse bei Hochwasser wurden im Teileinzugsgebiet Rüttebach Tracerexperimente durchgeführt. Ziel war die Überprüfung der Arbeitshypothese, welche von einer Dominanz des *sub-surface storm flow* (SSF) bei mittleren, für den Stoffhaushalt relevanten Ereignissen mit Niederschlagssummen von ca. 15–30 mm bei maximalen Intensitäten $> 4 \text{ mm}/0.5 \text{ h}$ ausgeht. In Absprache mit einem aufgeschlossenen, kooperationsbereiten Landwirt wurde ein gerinnenahes Flurstück (0.73 ha) mit gebietstypischer Grünlandnutzung (Mähwiese) im oberen Rüttebacheinzugsgebiet ausgewählt. Im Anschluss an die erste Nutzung (Schnitt am 24.05.2004) wurde am darauf folgenden Tag ein Experiment mit dem Fluoreszenztracer Uranin durchgeführt.

Das Fehlen des Direkteintrags ist ein starkes Indiz dafür, dass Oberflächenabfluss in der Regel⁷ kein bedeutender Eintragspfad im Rüttebachtal darstellt. Die Ergebnisse des Düngeexperiments bestätigen dies auch für intensive Niederschlagsereignisse. Die schnelle Antwort – Tracerdurchbruch nach weniger als 30 min bei mindestens 5 m Fließstrecke – bestätigt den laut Hypothese erwarteten SSF. Im Vergleich zu anderen Gebieten (WEILER et al. 2005 – Untersuchungsgebiete: Panola/USA und Maimai/Neuseeland) ist der Schwellenwert für SSF sehr niedrig. Gründe hierfür sind in erster Linie die Makroporosität des Bodens und der dadurch auch bei mittleren Niederschlägen bedeutende Anteil an präferentiellen Fluss.

⁶Max. Häufigkeit in 30–40 cm Tiefe.

⁷Ausnahme: Gefrorener Boden; dann wird keine Gülle ausgebracht.

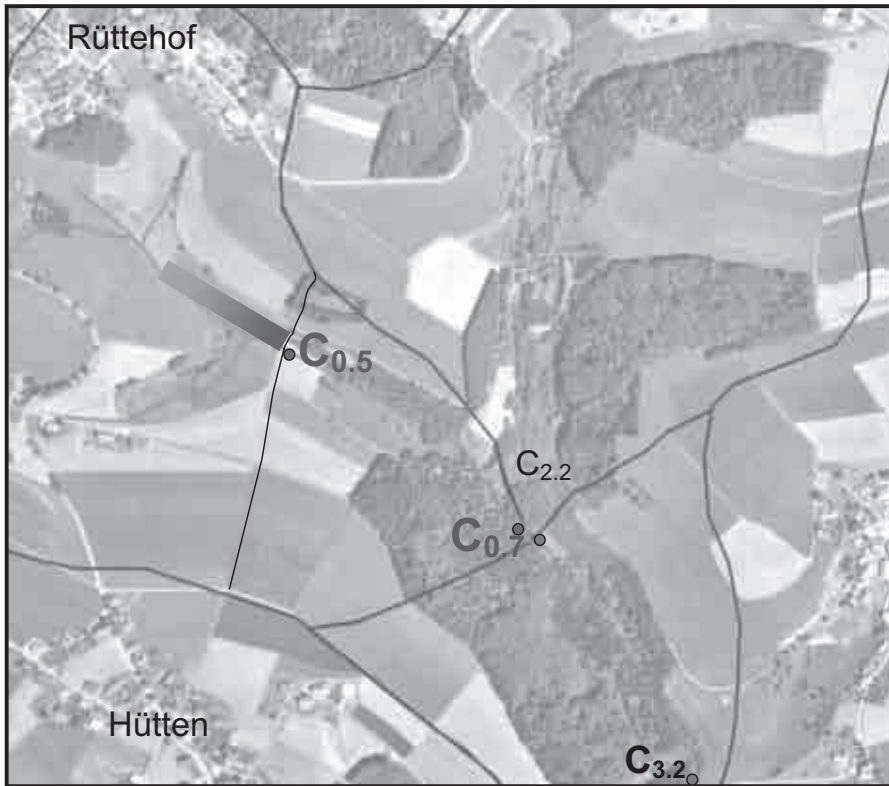


Abbildung 4.28: Luftbild des Rüttebachtals. Der gerinnenah Schlag Nr. 49, auf dem das Uraninexperiment durchgeführt wurde, ist markiert, ebenso der für die Experimente eingerichtete Pegel Rüttebach-Brücke ($C_{0.5}$), sowie die Pegel Rüttebach-Zusammenfluss ($C_{0.7}$), Schneckenbach-Zusammenfluss ($C_{2.2}$) und Schneckenbach-Altbach ($C_{3.2}$).

Das gleichzeitige Ansteigen des Abflusses mit dem Erstnachweis des Tracers deutet darauf hin, dass die Abflusskonzentration massgeblich von präferentiellen Fliesswegen bestimmt wird. Ob im weiteren Verlauf auch gesättigter lateraler Matrixfluss – z.B. durch Ausdehnung der gesättigten Zone in Bereiche höher hydraulischer Leitfähigkeit – stattfindet, kann weder bestätigt noch ausgeschlossen werden.

Der sekundäre Peak mit seinem im Vergleich zum Primär-Peak nur leicht beschleunigten Eintrag des Tracers nach dem Nachwässern deutet jedoch darauf hin, dass der Transport durch Makroporen erfolgt. Bei vorherrschendem PW oder GWR wäre eine noch schnellere Antwort zu erwarten gewesen, da der schon gerinnenah positionierte Tracer durch den Nachwässer-Impuls nur noch ausgedrückt werden müsste, anstatt einem dem ersten Peak vergleichbaren Transportpfad zurück zu legen.



Abbildung 4.29: Ausbringen des Tracers Uranin mit Schleppverteiler bei Nacht am 25.05.2004.

Um ein charakteristisches Niederschlagsereignis zu simulieren, wurde das betreffende Flurstück 60 min vor und 60 min nach der Tracerausbringung jeweils mit $12'000\text{ l}$ Bachwasser auf einem 12 m breiten und 200 m langen gerinneparallelen Streifen gewässert (entspricht 10 mm Niederschlag). Die Applikation des Tracers erfolgte ca. 60 min später.

Dazu wurde ein gereinigtes Güllefass zur Hälfte ($6'000\text{ l}$) mit Bachwasser gefüllt und mit 2 kg Uranin dotiert. Anschliessend wurde der Tracer flächenhaft (s. Abb. 4.29) auf einem 6 m breiten und 200 m langen gerinneparallelen Streifen innerhalb des Vorwässerungsstreifens ausgebracht (entspricht 5 mm Niederschlag).

Dabei wurde ein Mindestabstand zum Gerinne von 5 m eingehalten (zuvor mit Holzpflocken abgesteckt), um entsprechend der „guten landwirtschaftlichen Praxis“ Direkteinträge zu vermeiden. Der Tracer wurde nicht auf die Vegetationsdecke, sondern in den obersten Wurzelraum aufgetragen, da der Schleppverteiler seine Ventile erst bei einem gewissen Anpressdruck öffnet. Dieser Anpressdruck führt zu ca. $5\text{--}8\text{ cm}$ breiten und $1\text{--}2\text{ cm}$ tiefen Strukturen im Wurzelfilz, in die dann das Füllgut (hier Tracer, sonst Gülle) läuft und anschliessend infiltriert.

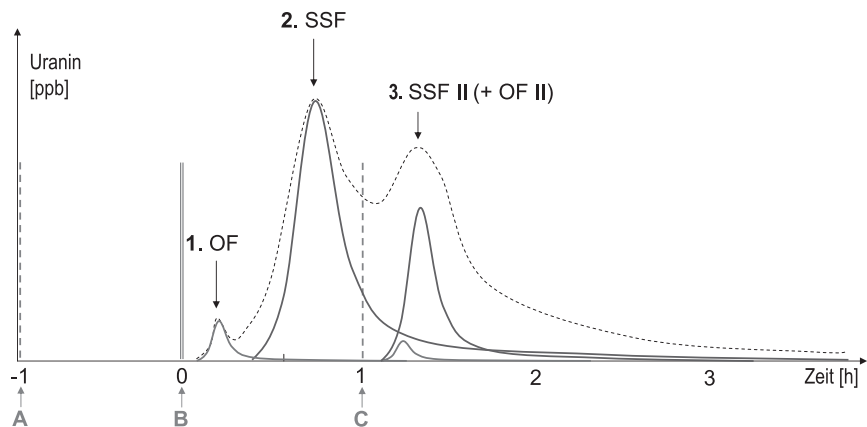


Abbildung 4.30: Prognostizierter Tracerdurchgang gemäss der Arbeitshypothese (gestrichelte Linie); möglicher Peak durch Oberflächenabfluss (1), Peak durch Subsurface Stormflow (2), Sekundärpeak durch Nachwässern und Überlagerung von Oberflächenabfluss und Subsurface Stormflow (3); Vorwässern (A) entspricht 5 mm Niederschlag; Tracereingabe (B) 2 kg Uranin in 5 mm Niederschlag; Nachwässern (C) entspricht 5 mm Niederschlag.

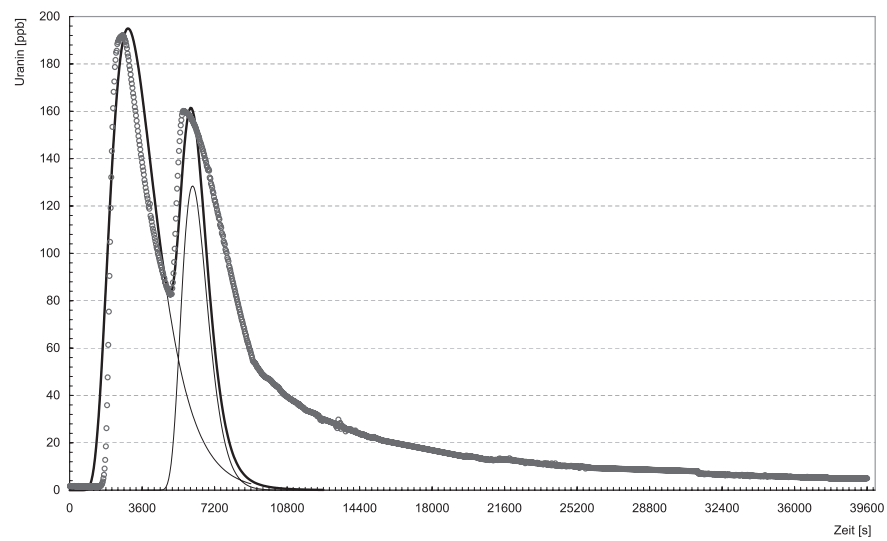


Abbildung 4.31: Vergleich der gemessenen Tracerdurchgangskurve des Uranin-Experiments vom 25.05.2004 (o) mit den nach der C_{peak} -Methode nach Malozewski berechneten Tracerdurchgangskurven (dünne Linie: 1. bzw. 2. Peak; dicke Linie: Überlagerung von 1. und 2. Peak).

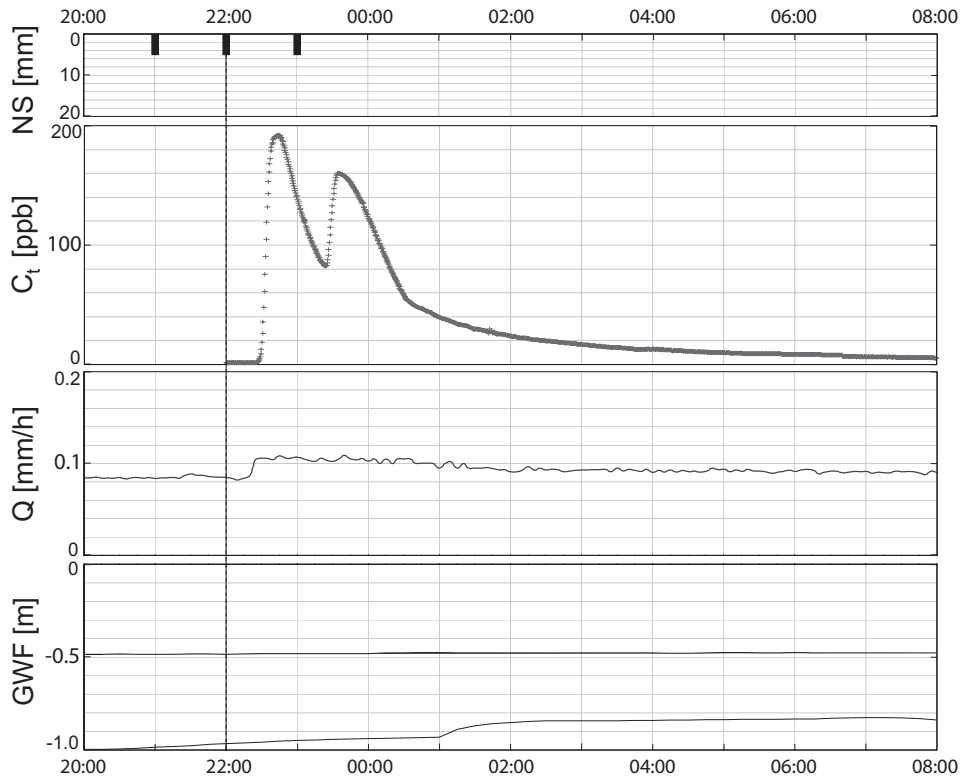


Abbildung 4.32: Künstlicher Niederschlag (N), Uranin-Tracerdurchgangskurve (C_t), Abfluss (Q) am Pegel Rüttebach-Brücke und Grundwasserflurabstand (GWF, jeweils 1 GW-Pegel im oberen und unteren Bereich der Versuchsfläche) für das Uranin-Experiment am 25.05.2004.

Tabelle 4.7: Abgeleitete Parameter des Uranin-Tracerversuchs vom 25.05.2004 im oberen Rüttebacheinzugsgebiet.

Parameter	Peak 1	Peak 2
Minimale Fließzeit	27:02 min	18:46 min
Maximale Abstandsgeschwindigkeit	$3.1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$	$4.4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$
Peak Fließzeit	41:45 min	28:13 min
Peak Geschwindigkeit	$2.0 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$	$3.0 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

Der Tracerdurchbruch bzw. das Erstauftreten des Tracers erfolgt nach nur 27 *min*; das Maximum der Uraninkonzentration (195 *ppb* Uranin) wird nach 41:45 *min* erreicht. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Uranin als Tracer aufgrund seiner Stoffeigenschaften im Boden tendenziell retardiert wird und somit zu verzögerten Durchbruch neigt (HARDEN et al. 2003). Bei den untersuchten Ereignissen (s. Kap. 4.3) lagen die Maxima der *P*-Fraktionen fast durchgängig im Bereich des ansteigenden Asts, meist in weniger als 30 *min* nach Niederschlagsbeginn.

Aufgrund des Nachwässerns 60 *min* nach der Tracerausbringung wurde ein weiterer, kleinerer Peak 160 *ppb* Uranin erzeugt (Durchbruch nach 19 *min*, Peak nach 28 *min*). Der Rückerhalt des Tracers innerhalb des Messzeitraums von 14 *h* nach Einspeisung beträgt 1.5 % (29.7 *g* von 2 *kg* Uranin). Der Versuch wurde bei Nacht durchgeführt, da Uranin lichtempfindlich ist (Einspeisung um 21.00 UTC = 22.00 MEZ/Sommerzeit). Auswertung und Bestimmung der wichtigsten Kenndaten erfolgte nach der C_{peak} -Methode (siehe BWG, 2002 nach MALOSZEWSKI 1985).

4.4.2 Deuterium/Gülle

Als Basis für das Deuterium/Gülle-Experiment⁸ am 02.06.2004 dienten die Resultate des Uranin-Experiments an gleicher Stelle, das ca. eine Woche zuvor durchgeführt wurde. Bzgl. Vegetation, Bodenfeuchte etc. ist von einer vergleichbaren Situation auszugehen, während sich Unterschiede vor allem in Niederschlagsintensität, -dauer und -menge ergaben. Die Tracerausbringung erfolgte nach Abklingen des ersten Niederschlags. Da jedoch ein zweiter, sehr starker Nachregen erfolgte, stiegen die Niederschlagssumme und das Abflussvolumen markant an. Die damit einhergehende Verdünnung war dadurch deutlich höher als erwartet, so dass kein eindeutiger Nachweis von Deuterium im Gerinne möglich war. Im Grundwasser konnte Deuterium jedoch eindeutig identifiziert werden und auch im Gerinne selbst finden sich Hinweise auf den Zeitpunkt des Deuteriumdurchbruchs (s. Abb. 4.34).

Deuterium lässt sich nach kurzer Zeit im Grundwasser in hoher Konzentration eindeutig nachweisen. Die hohen Transportgeschwindigkeiten sind ein starkes Indiz für präferentielle Infiltration durch Makroporen (vertikal). Da die beprobte Grundwassermessstelle in mehr als 2 *m* Horizontalabstand vom nächsten Eintragungspunkt liegt, deutet dies auf laterale präferentielle Fließwege hin. Ein Eintrag über schnellen vertikalen Transport in Makroporen in die gesättigte Zone und anschließenden lateralen Transport in der Bodenmatrix lässt sich jedoch nicht ausschließen, besonders wenn in Folge des Anstiegs des Grundwasserspiegels (bzw. Ausdehnung der gesättigten Zone) Bereiche mit erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit gesättigt werden.

Möglicherweise kommt grösstenteils das Wasser des ersten Niederschlags

⁸Einspeisemengenberechnung siehe Anhang.

zum Abfluss. Es handelt sich dabei auch um *Ereigniswasser* (event water), dass sich isotopisch nur schwer vom sekundären Ereigniswasser (Wasser des 2. Niederschlags) unterscheiden lässt. Die Resultate lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Schnelle Infiltration und lateralen Transport zum Gewässer führen zu hohe Konzentrationen im Grundwasser (LF , D),
- Der Tracer Deuterium, und somit auch P ist aufgrund der grossen Verdünnung im Gerinne nicht eindeutig nachweisbar.
- Der Ereigniswasseranteil ist mit ca. 60 % ungewöhnlich hoch, dennoch ist der P -Austrag am Pegel RB gering. Folglich wird der diffuse P -Transport nicht durch die *hydrologische Vernetzung*, sondern durch die hohe *Sorptionskapazität* der nicht P -gesättigten Böden – einhergehend mit ausreichender Makroporen-Matrix-Interaktion und Kontaktzeit – begrenzt.
- Die starke Zunahme der P -Konzentrationen und Frachten im begründeten, stark eingeschnittenen Unterlauf des Rüttebachs resultiert vermutlich aus der Mobilisierung P -angereicherter Bachsedimente (Stoffquelle: ARA Rüttehof) und Ufererosion.

4.5 Fazit

Im Bergseegebiet stehen aufgrund der Gebietscharakteristika vor allem Stoffeinträge aus Dauergrünland im Vordergrund. Die Bodenerosion spielt wegen des sehr geringen Ackerlandanteils eine untergeordnete Rolle; die Schwebstofffrachten sind folglich auch im Ereignisfall eher gering. Die Trübung ist meist auf den Hochwasserscheitel bzw. den letzten Teil des ansteigenden Asts beschränkt. Die Infiltrationskapazität der Böden übersteigt im Regelfall die Niederschlagsintensitäten (Ausnahme: Bodenfrost); Infiltrationsüberschuss (HOF) spielt bzgl. der Abflussbildung keine Rolle.

Entsprechend ist die P -Abschwemmung als Eintragspfad in der Regel von untergeordneter Bedeutung, wie das Düngeexperiment vom 02.06.2004 eindrücklich zeigt. Die Sättigungsflächen sind aufgrund der Gebiets- und Bodeneigenschaften – hohe Infiltrationskapazität, hohe hydraulische Leitfähigkeit und hohes Porenvolumen der Böden – recht konstant, d.h. sie dehnen sich auch im Falle intensiver Niederschläge nur in geringem Umfang aus. Ihr Flächenanteil ist im wesentlichen auf die organischen Böden der Uferzone begrenzt. Sättigungsflächenabfluss (SOF) ist folglich im Regelfall an der Abflussbildung nur untergeordnet beteiligt. Selbst die intensiven Niederschläge am 02.06.2004 führten nicht zu erkenn- oder messbarem Oberflächenabfluss in der Uferzone.

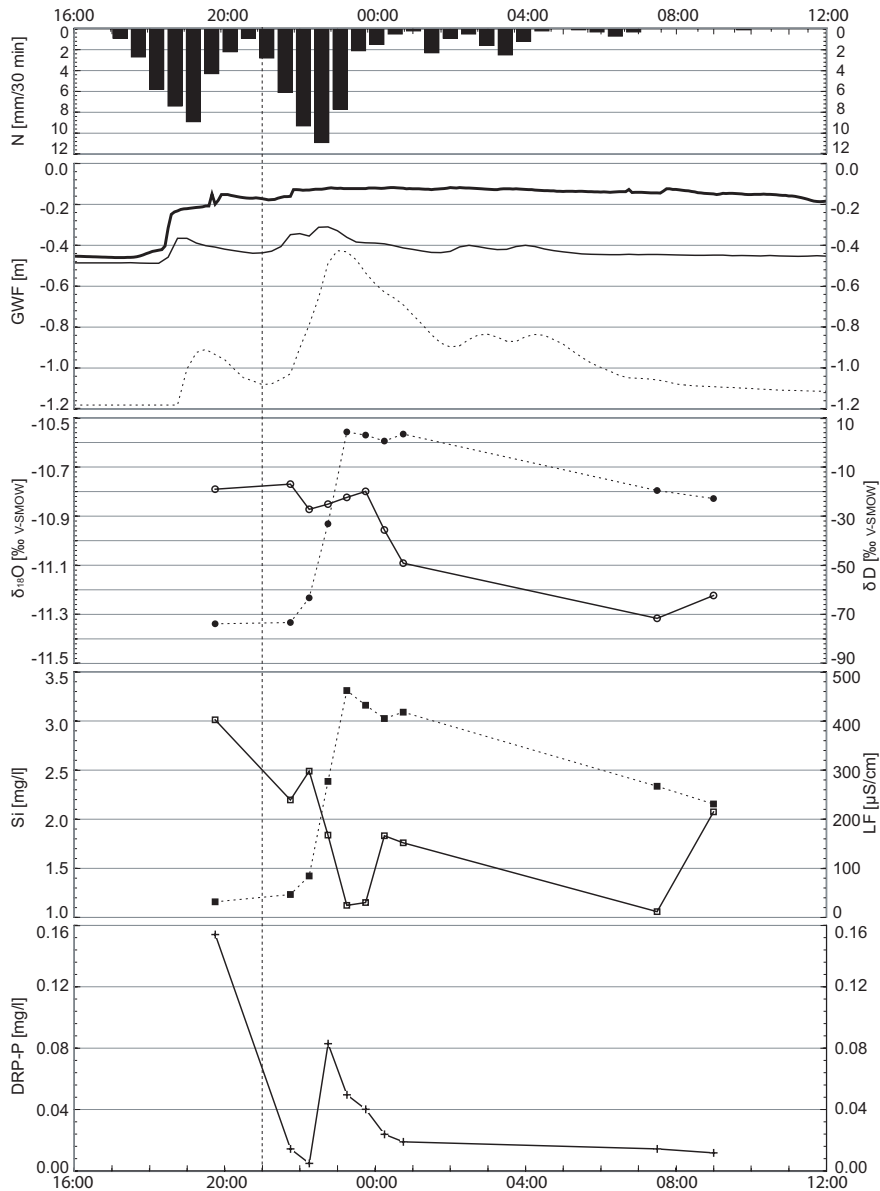


Abbildung 4.33: Isotopengehalte und Hydrochemie des Grundwassers für das Deuterium/Gülle-Experiment am 02.06.2004. —

1. Graph: Niederschlag. 2. Graph: Grundwasserstandsganglinie im oberen (dünne Linie), mittleren (dicke Linie, diese wurde beprobt) und unteren (gepunktet) Bereich der Versuchsfläche. 3. Graph: Isotopengehalte im Grundwasser, ^{18}O (o bzw. durchgezogene Linie), D (• bzw. gepunktet). 4. Graph: Silikatkonzentration (o bzw. durchgezogene Linie) und Leitfähigkeit (• bzw. gepunktet) im Grundwasser. 5. Graph: *DRP-P*-Konzentrationen im Grundwasser (+ bzw. durchgezogene Linie). Die gestrichelte Linie (vertikal über alle Graphen) markiert den Zeitpunkt der Tracerapplikation bzw. Gülleausbringung.

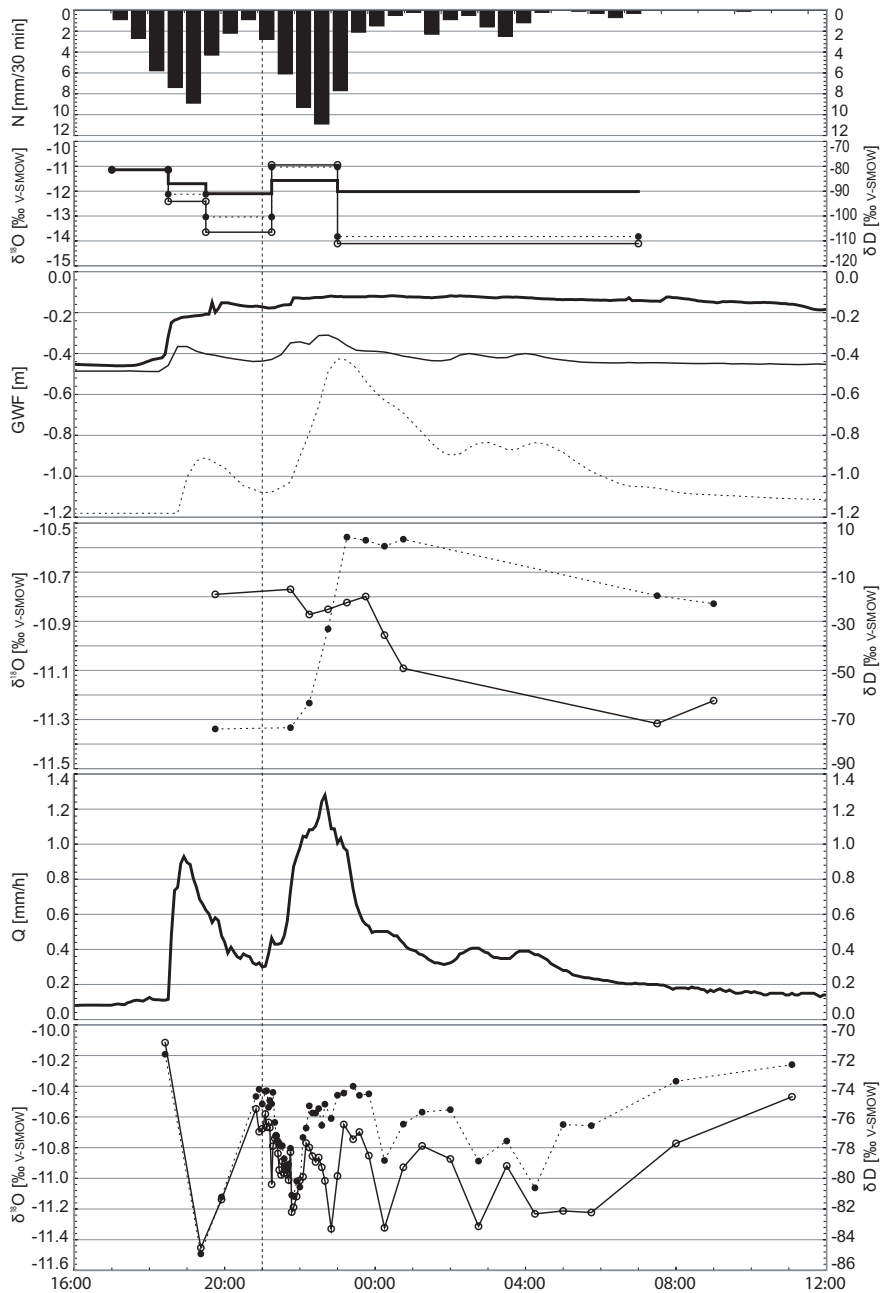


Abbildung 4.34: Isotopengehalte in Niederschlag, Grundwasser und Abfluss für das Deuterium/Gülle-Experiment am 02.06.2004. —

1. Graph: Niederschlag. 2. Graph: Isotopengehalte im Niederschlag, ^{18}O (o bzw. dünne Linie), ^{18}O -Incremental Mean (dicke Linie), D (• bzw. gepunktet). 3. Graph: Grundwasserstandsganglinie im oberen (dünne Linie), mittleren (dicke Linie, diese wurde beprobt) und unteren (gepunktet) Bereich der Versuchsfläche. 4. Graph: Isotopengehalte im Grundwasser, ^{18}O (o bzw. durchgezogene Linie), D (• bzw. gepunktet). 5. Graph: Abflussganglinie am Pegel Rüttebach-Brücke. 6. Graph: Isotopengehalte im Abfluss, ^{18}O (o bzw. durchgezogene Linie), D (• bzw. gepunktet). Die gestrichelte Linie (vertikal über alle Graphen) markiert den Zeitpunkt der Tracerapplikation bzw. Gülleausbringung.

Primärer Abflussbildungsprozess bei Hochwasser ist der *schnelle laterale Abfluss im Boden* (subsurface stormflow, SSF). *Beschleunigter Grundwasserabfluss* (GWR) hat vor allem bei hohem Grundwasserstand vor dem Ereignis einen signifikanten Anteil am Hochwasserabfluss. Die Anteile von SSF und GWR hängen vor allem von den Faktoren Grundwasserstand, Bodenfeuchte, Niederschlagsintensität und Niederschlagsmenge ab. Die Abflusskonzentration – und somit auch der laterale Transport von wasserbürtigen Stoffen zum Gewässer hin – findet vorwiegend im Boden statt. Grundwasserbürtige Phosphoreinträge sind von untergeordneter Bedeutung. Präferentielle Fliesswege im Boden sind potentielle Haupteintragspfade für Phosphor aus diffusen Quellen (Auswaschung).

Der Ereigniswasseranteil ist mit bis zu 60 % (Ereignis 02.06.2004) ungewöhnlich hoch, dennoch ist der *P*-Austrag am Pegel gering. Folglich ist der diffuse *P*-Transport nicht durch die *hydrologische Vernetzung*, sondern durch die geringe *P*-Verfügbarkeit aufgrund der *hohen Sorptionskapazität* der nicht *P*-gesättigten Böden begrenzt. Die Intensität der Makroporen-Matrix-Interaktion, die ausreichend lange Kontaktzeit und der unterkritische *P*-Überschuss im Boden sind für die erfreulich hohe Nährstoffretention verantwortlich. Die Gülleausbringung mittels Schleppverteiler wirkte sich positiv aus. Trotz ungewöhnlich ergiebiger, intensiver Niederschläge (84.8 mm/24 h) unmittelbar nach der Gülleapplikation am 02.06.2004 konnten keine Direkteinträge festgestellt werden. Die Art der Ausbringung begünstigt die Infiltration der Gülle, reduziert somit auch spätere Direkteinträge und führt nicht zu signifikanter Verschlämmung der Bodenoberfläche (keine Infiltrationsbarriere).

Für die hohen *P*-Konzentrationen und Frachten zeigt sich der Unterlauf des Rüttebachs verantwortlich. Nährstoffe, die in das Gerinne eingetragen wurden, werden aufgrund der kurzen fliess- und Aufenthaltszeiten bei Hochwasserabfluss meist als *konservativ* betrachtet. Die starke Zunahme der *P*-Konzentrationen und Frachten im begradigten, stark eingeschnittenen Unterlauf des Rüttebachs resultiert jedoch vermutlich aus der Mobilisierung von *P*-angereicherten Bachsedimenten (Stoffquelle: ARA Rüttehof) und Ufererosion.

Sediment fungiert als primärer Zwischenspeicher mit Quellen- und Senkenfunktion; das Interstitial ist im Falle des Rütte- und Schneckenbachs (Gewässer 2. bzw. 3. Ordnung) von untergeordneter Bedeutung, da die Bachsohle nur gering durchlässig ist (sehr geringe Austauschraten). *Hydrologische Vernetzung* ist nur *notwendige*, nicht aber *hinreichende* Bedingung, d. h. auch wenn *Ereigniswasser* (neues Niederschlagswasser) einen hohen Anteil am Gerinneabfluss ausmacht, ist ein gleichzeitiger hoher *P*-Eintrag nicht zwingend – selbst bei Düngung gerinnenaher Wiesen kurz vor bzw. während eines ergiebigen Niederschlagsereignisses.

Kapitel 5

Diskussion

“We end, I think, at what might be called the standard paradox of the twentieth century: our tools are better than we are, and grow better faster than we do. They suffice to crack the atom, to command the tides. But they do not suffice for the oldest task in human history: to live on a piece of land without spoiling it.”

Aldo Leopold (1887-1948), aus „Engineering and Conservation“ 1938

Die Resultate der Arbeit sind zum Teil schon im vorhergehenden Kapitel erläutert und interpretiert worden. In diesem Kapitel steht die Einordnung und Bewertung der Ergebnisse in einem breiteren Kontext, insbesondere durch Gegenüberstellung bzw. Vergleich mit Resultaten und Interpretationen anderer Studien im Vordergrund. Zentrale Aspekte sind dabei die für das Systemverständnis wichtigen Prozesse und Speicher (Quellen und Senken). Die Gliederung dieses Kapitels ist wie folgt unterteilt:

- 5.1 System- und Prozesshierarchie,
- 5.2 Stoffbilanzen (Rüttebach, Schneckenbach und Schöpfbach),
- 5.3 Überprüfung der Hypothesen (Prozesse und Speicher).

5.1 System- und Prozesshierarchie

Eine klassische Methode zur Lösung komplexer Fragestellungen in der Wissenschaft ist die iterative Vervollständigung und Verfeinerung des Verständnisses des Zusammenspiels der systembestimmenden Prozesse, indem das Gesamtproblem in Teilprobleme zerlegt wird, die detailliert z. B. mit Feld- oder Laborexperimenten untersucht werden können. Die erfolgreiche Anwendung dieser Vorgehensweise auf Einzugsgebiete – einschliesslich der Forschungsaspekte Hanghydrologie und Biogeochemie – scheitert vor allem an zwei Punkten: (i) Die räumliche Dimension, in der kontrollierte

Experimente durchgeführt werden können, ist deutlich kleiner als die des zu untersuchenden Naturphänomens; (ii) Modelle werden nicht bzw. nicht ausreichend als Werkzeug zur Überprüfung von präzise definierten Hypothesen angewandt (HOPPER 2001).

In der Folge werden in unzähligen Publikationen experimenteller Studien zwar viele wichtige (und weniger wichtige) Prozesse identifiziert und beschrieben; ihre Reichweite, ihre Wechselwirkungen mit anderen Prozessen oder ihre Bedeutung für das interessierende Gesamtsystem hingegen kommen dabei meist zu kurz. Die Reduktion der ungeheuren Vielfalt der in der Natur ablaufenden Prozesse auf für die konkrete Fragestellung fundamentale, dominante Prozesse und ihre Einflussfaktoren (*Regler*) kann nur über ein ausreichendes Verständnis der *System- und Prozesshierarchie* des untersuchten Systems erreicht werden.

Im Folgenden wird die System- und Prozesshierarchie von wassergebundenen Transportprozessen erörtert. Der Schwerpunkt liegt dabei einerseits auf der hydrologischen Prozesshierarchie sowie damit verbundenen hydrologischen Konzepten (REA, VSA etc.) und Untersuchungsmethoden (z. B. Tracer). Andererseits wird speziell auf die System- und Prozesshierarchie der Mobilisierung und des Transports des gewässerökologisch zentralen Nährstoffs Phosphor (*P*) eingegangen.

5.1.1 Hydrologische Konzepte

WOOD et al. (1988) bezeichnen die Gebietsgrösse, ab der die statistische Verteilung von Relief, Böden und Niederschlag der eines beliebig anderen, mindestens gleich grossen Teileinzugsgebiets entspricht, als „Repräsentative Elementarfläche“ (representative elementary area, REA). Ab dieser Gebietsgrösse kann von einer durchschnittlichen hydrologischen Reaktion ausgegangen werden, die für einen Landschaftsraum repräsentativ und entsprechend auch regionalisierbar ist. Als wichtigsten, die REA-Grösse prägenden Einflussfaktor identifizierten WOOD et al. (1988) das Relief, während Niederschlag und Boden nur untergeordneten Einfluss haben. Das Relief bestimmt Grösse und Form der typischen Teileinzugsgebiete und entsprechen variiert die Grösse der REA regional.

Beim REA-Modell bleibt allerdings die räumliche Anordnung und damit die Interaktion der Hydrotope¹ unberücksichtigt, die jedoch ebenfalls Einfluss auf die hydrologische Gebietsreaktion hat (BEVEN 1991). Hydrotope bilden sich in benachbarten Teilgebieten jedoch infolge derselben Steuerungsmechanismen (*Regler*) nach vergleichbarem Muster, so dass eine grosse

¹Flächen, die aufgrund von homogenen Standorteigenschaften bei vergleichbaren Ereignisbedingungen zu einer ähnlichen *hydrologischen Systemantwort* (Prozesse) führen, bezeichnet man als Hydrologic Response Units (HRU). Sie entsprechen weitgehend den Hydrotopen, der kleinsten hydrologischen Raumeinheit, die einheitlich verlaufende und gerichtete Prozesse des Hydrosystems aufweist (LESER 1997).

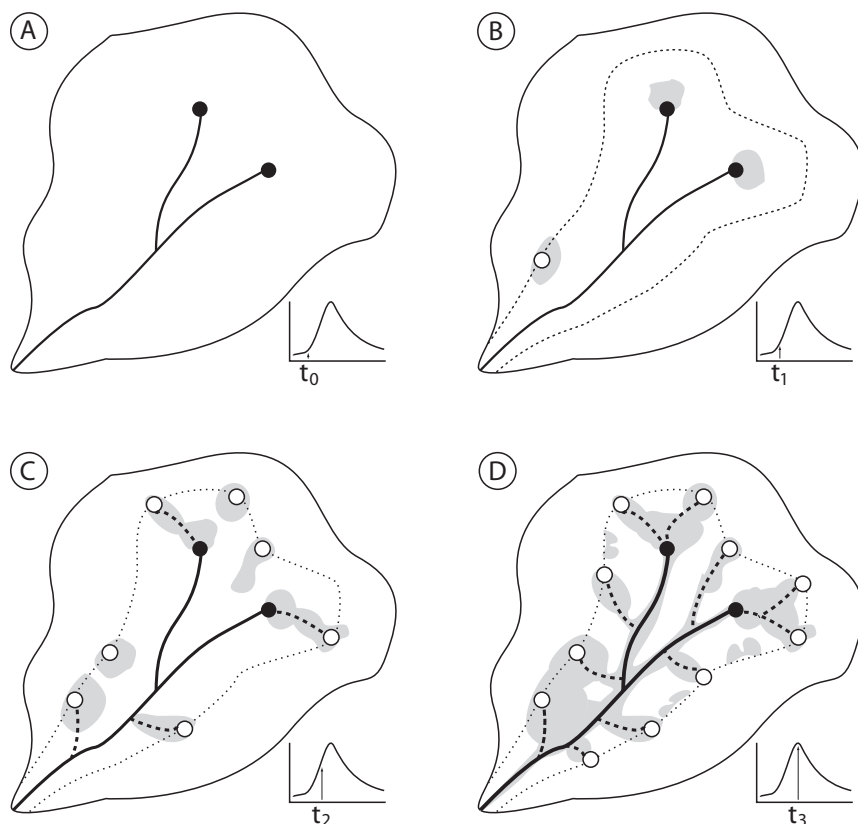


Abbildung 5.1: Konzept der variablen abflussbeitragenden Flächen (variable source area, VSA) und die wachsende Bedeutung von Sättigungsflächen für Oberflächenabfluss (nach HEWLETT 1982 und HEWLETT & TROENDLE 1975, verändert). —

(A) Zu Ereignisbeginn sind Sättigungsflächen vorhanden; (B) Ausbildung von Sättigungsflächen v. a. in der Uferzone und entlang von Quellhorizonten; (C) starkes Anwachsen der Sättigungsflächen; (D) maximale Ausdehnung der Sättigungsflächen. — Perennierende Quellen (●), episodische Quellen (○), perennierendes Gewässernetz (—), episodisches Gewässernetz (---), Quellhorizont (...).

Ähnlichkeit in der Anordnung der Hydrotöpfe sehr wahrscheinlich ist. Daher sind für Gebiete mit ähnlicher Naturraumausstattung nur geringfügige Unterschiede der Hydrotop-Anordnung – mit folglich vernachlässigbarer Bedeutung für die hydrologischen Gebietsreaktion – zu erwarten.

So zeigen Untersuchungen im Brugga-Einzugsgebiet² in allen Teileinzugsgebieten zwar eine markante ereignisabhängige Variabilität der hydrochemischen und hydraulischen Reaktion; systematische Unterschiede der prägenden Abflussbildungsprozesse ließen sich hingegen nicht nachweisen.

²Südschwarzwald, Deutschland.

Insgesamt kam im Dreisam-Einzugsgebiet³ die Auswertung der natürlichen Tracer zu ähnlichen Ergebnissen bei der Beschreibung der Gebietshydrologie wie das REA-Konzept (DIDSZUN 2004). So ist innerhalb eines Bereichs, der in Bezug auf Relief, geologisch-pedologische Verhältnisse und Niederschlag vergleichbar ist, kleinräumig von einer hohen hydrologischen Variabilität auszugehen, die durch die lokalen Standortbedingungen verursacht wird.

Überschreitet die Einzugsgebietsgrösse den REA-Schwellenwert, kann für diese Gebiete eine ähnliche statistische Verteilung der Standortbedingungen angenommen werden. Als Konsequenz resultiert daraus hydrologische Ähnlichkeit (vergleichbare hydraulische und hydrochemische Reaktion). Diese Gebiete sind in der Regel topographisch geschlossen, d. h. neben markanten oberirdischen Wasserscheiden bündelt ein ausgebildeter Talboden die lateralen, unterirdischen Komponenten und begünstigt die Ausprägung typischer Bachrandbereiche (Uferzonen). Dennoch kann die hydrologische Reaktion in den Teilgebieten durch die spezifische Ereignischarakteristik unterschiedlich stark ausgeprägt sein (DIDSZUN 2004).

Für das Einzugsgebiet des Coweeta River⁴ ermittelten WOOD et al. (1988) eine REA von 1 km^2 . DIDSZUN (2004) ermittelte für das von grossen Höhenunterschieden geprägte Brugga-Einzugsgebiet (1100 *Hm* bei einer Gebietsgrösse von 40 km^2) im Hochschwarzwald eine REA-Grösse von 1 - 2 km^2 . Die Untersuchung und Auswertung der natürlichen Tracer (u. a. Deuterium, ^{18}O und Silikat) im Brugga- und Dreisameinzugsgebiet (1200 *Hm* bei einer Gebietsgrösse von 258 km^2) bestätigt die dem REA-Konzept zugrunde liegenden Hypothesen. So ist innerhalb eines Bereichs, welcher in Bezug auf geologisch-pedologische Verhältnisse, Relief und Niederschlag vergleichbar ist, kleinräumig von einer hohen – durch die Heterogenität der lokalen Standortbedingungen verursachten – Variabilität der Abflussbildungsprozesse auszugehen.

Die weniger stark reliefierten Hochflächen des Hotzenwalds reduzieren die REA-Grösse auf unter 1 km^2 , wie sich beispielsweise am Rüttebach mit seinem hydrologisch vollständigen (Uferzone mit gerinnenaher Grundwasserkörper) und statistisch repräsentativen Teileinzugsgebiet (Relief, Böden, Niederschlag) anhand des Hydrochemismus (u. a. natürliche und geogene Tracer) belegen lässt. Alle untersuchten Teileinzugsgebiete im Bergseegebiet – dies gilt auch für das Uranin- und das Deuterium-Experiment – sind hydrologisch vollständige Einzugsgebiete. Dem REA-Konzept entsprechend sind diese Teilgebiete für den betreffenden Naturraum repräsentativ. Folglich sind die dort gewonnenen Erkenntnisse lokal und in gewissen Grenzen auch regional übertragbar.

³Südschwarzwald, Deutschland.

⁴North Carolina, USA.

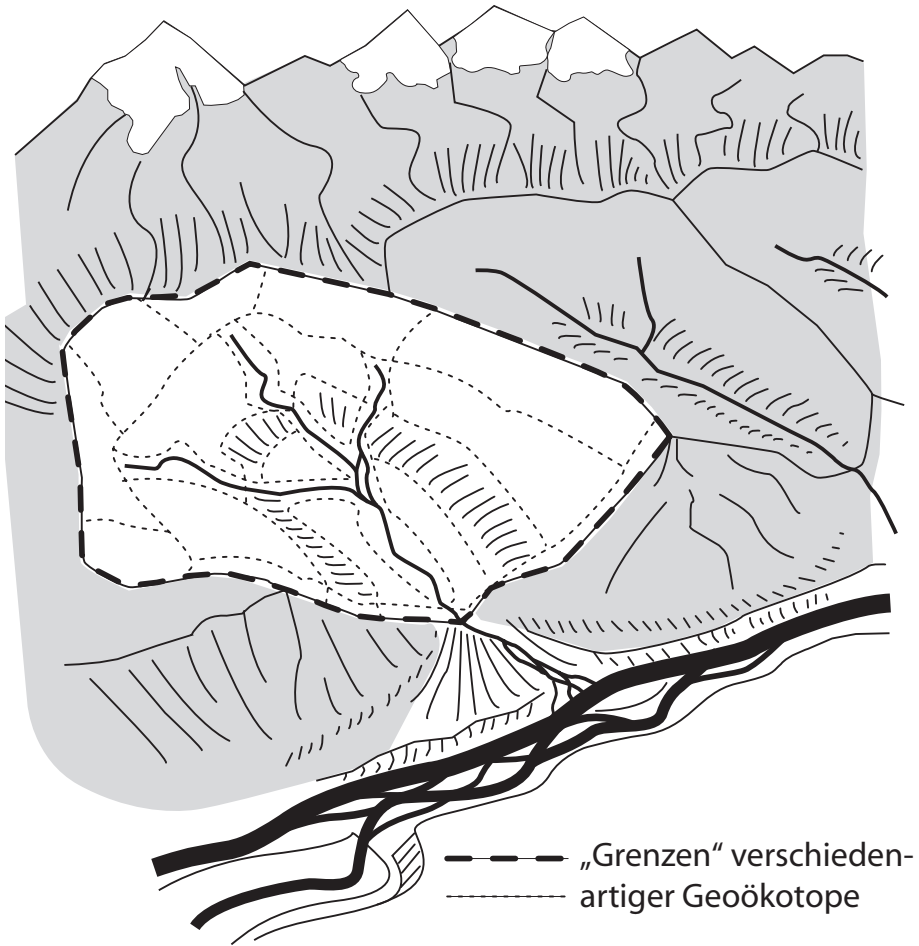


Abbildung 5.2: *Naturräumlichen Ordnung* und Geoökotopgrenzen (nach LESER 1997).

5.1.2 Hydrologische System- und Prozesshierarchie

Prozesse besitzen einerseits eine typische räumliche Ausdehnung – ihre Wirkungslänge bzw. Reichweite – und andererseits eine zeitliche Dimension – ihre Wirkungsdauer bzw. Eintrittshäufigkeit (bei diskontinuierlichen Auftreten des Prozesses). Hydrologische Transportpfade sind ein Produkt von Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsprozessen, die jeweils wiederum zeit-, raum- und somit auch skalenabhängig sind. Die Hydrologie unterscheidet räumlich in Standort- (topisch bzw. mikroskalig), Hang- (Übergang topisch/chorisch bzw. mikroskalig), Einzugsgebietsskala (chorisch bzw. mesoskalig) und Region (regional bzw. makroskalig) sowie zeitlich in Ereignis-, Saison-, und Langzeitskala (BECKER 1992, BLÖSCHL &

SIVAPALAN 1995, LESER 1997). Bei humidem Klima können Grundwasserbewegungen beispielsweise über Jahrhunderte andauern und sich kilometerweit erstrecken, während Oberflächenabfluss nur kurzzeitig und lokal begrenzt auftritt (ZUIDEMA 1985). Wichtige Aspekte im Rahmen der Skalenthematik von Abflussbildungsprozessen sind einerseits die Heterogenität der Substrateigenschaften (z. B. hydraulische Leitfähigkeit) und andererseits die Variabilität von Massenflüssen und Zustandsgrößen (z. B. Bodenfeuchte) (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995).

MCGLYNN et al. (2003) untersuchten anhand von Tritium-Konzentration die mittlere Aufenthaltszeit des Abflusses von Teileinzugsgebieten unterschiedlicher Ordnung im Maimai-Einzugsgebiet in Neuseeland. Ihre Schlussfolgerungen ergaben folgendes: (i) Die statistische Verteilung der Teileinzugsgebietsgrößen (z. B. der Median) repräsentiert Form und Funktion eines Einzugsgebiets – bzw. die daraus resultierende hydrologische Systemantwort – deutlich besser als die Gesamteinzugsgebietsfläche, da sie das spezifische Muster von Hangeinzugsgebieten und Gewässernetz berücksichtigt. (ii) Die Berücksichtigung von Organisationsprinzipien der Landschaft liefert ein Rahmenkonzept zur Aggregation (up-scaling), Aufgliederung (down-scaling) und Übertragung von Verteilungsmustern der mittleren Aufenthaltszeit des Abflusses. (iii) Die Landschaftsgliederung (landscape organisation) im Einzugsgebiet ist primärer Regler des Flusswasseralters und deutet auf einen wichtigen Zusammenhang zwischen Landschaftsmuster und Wasserhaushalt des Einzugsgebiets hin.

Diese Studie (MCGLYNN et al. 2003) betont einerseits die Bedeutung der Landschaftsgliederung – die mittlere Teileinzugsgebietsgröße entspricht dabei vermutlich der mittleren Hydrotopgröße – und bestätigt andererseits das REA-Konzept: Die beiden grösseren Einzugsgebiete (Gesamteinzugsgebietsfläche 80 und 280 *ha*) liefern eine identische Gebietsantwort (mittleres Wasseralter jeweils 1.7 *a*), während die beiden kleineren Einzugsgebiete (2.6 und 17 *ha*) sich deutlich unterscheiden (1.1 bzw. 2.1 *a*). Entsprechend der einheitlichen Systemantwort der grösseren Einzugsgebiete liegt die REA-Grösse unter 80 *ha*; die kleineren Einzugsgebiete spiegeln hingegen in ihrer Gebietsantwort noch die Bandbreite der Hydrotopheterogenität wider.

Die von MCGLYNN & McDONNELL (2003) im gleichen Gebiet anhand des gelösten organischen Kohlenstoffgehalts (dissolved organic carbon, *DOC*) untersuchte Dynamik der hydrologischen Gebietsantwort bekräftigt die Rolle der Gliederung der Landschaft für die *hydrologische Vernetzung* (hydrologic connectivity) verschiedener Hydrotope (namentlich Hang-Hydrotope und Uferzone mit dem Gerinne). Zusammenfassend ziehen MCGLYNN et al. 2004 folgende Schlüsse: (i) Uferzonen von Kopfeinzugsgebieten sind im Gegensatz zu flussab gelegenen Uferzonen immer an der Abflussbildung bei Hochwasser beteiligt. Die Vernetzung von Hang-Hydrotopen mit der Uferzone steuert die Interaktion des Wasserspiegels der Uferzone mit dem Gebietsabfluss. Der hochsignifikante Zusammenhang zwischen dem

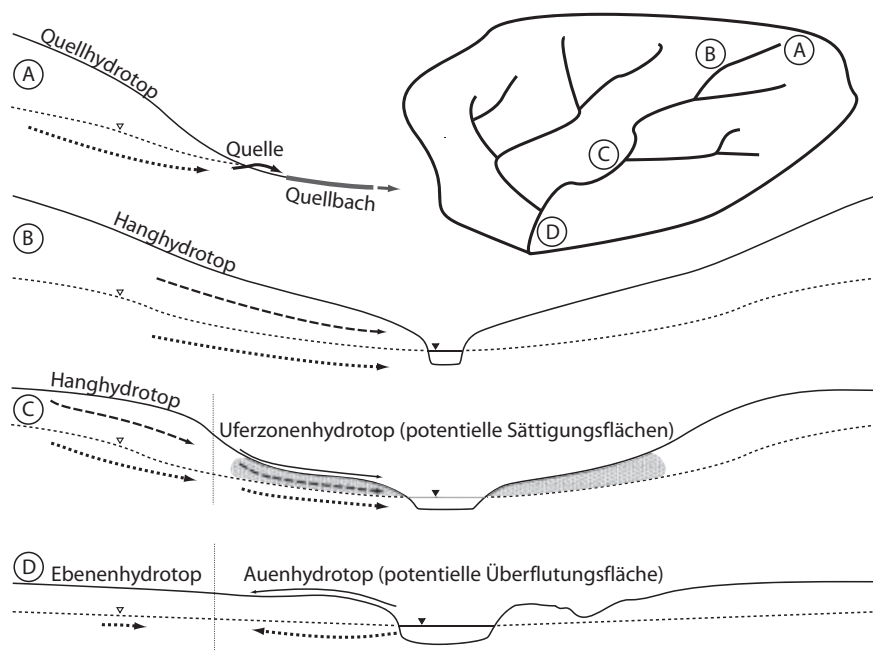


Abbildung 5.3: Hydrotope und ihre Lage im Einzugsgebiet. —

(A) Quellhydrotop; (A) Hanghydrotop; (C) Hydrotopvernetzung Hang/Uferzone; (D) Hydrotopvernetzung Gerinne/Aue und Ebenenhydrotop (Grundwasserneubildung). — *Hydrotopvernetzung* findet beim Übergang von topischer zu chorischer Dimension statt und hat als Folge der System- und Prozesshierarchie weitreichende Konsequenzen für Abflussbildungsprozesse und hydrochemische Verhältnisse.

Wasserspiegel der Uferzone und dem Abfluss aus Kopfeinzugsgebieten ist ein starkes Indiz, dass Abfluss vor allem in den Uferzonen der Kopfeinzugsgebiete gebildet wird. (ii) Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße verschiebt sich die hydrologische Systemantwort von einer Dominanz der *Hydrotopvernetzung* (Hang-Uferzonen-Interaktion) zu einer vom Gewässernetz geprägten Gebietsantwort. (iii) Um Abflussbildung und Stofftransport in Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe zu verstehen, ist die Bestimmung der hydrologischen und hydrochemischen Dynamik von Hydrotopen und deren Vernetzung in Abhängigkeit von der Landschaftgliederung erforderlich.

Eine Studie von MCGUIRE et al. (2005) bestätigt dies, indem sie anhand von Isotopenuntersuchungen belegt, dass nicht die Einzugsgebietsgröße, sondern die interne Gliederung und Struktur eines Einzugsgebiets die Transportprozesse auf Einzugsgebietsebene bestimmt. Die mittlere Fließpfadlänge und dessen Gradient – beides lässt sich einfach aus digitalen Geländemodellen ableiten – sind hochsignifikant mit der Verteilung der mittleren Aufenthaltszeit korreliert. Die Verteilung der Aufenthaltszeiten resultiert aus einem komplexen Zusammenspiel hydrologischer Prozesse. Ihre

Bestimmung, z. B. mittels Isotopenuntersuchungen oder geogener Tracer, ermöglicht bedeutende Einblicke in die Prozessstruktur der hydrologischen Mesoskala (chorische Dimension), die mit dieser Methodik auch regionalisiert werden können.

SEIBERT et al. (2003) zeigen für ein humides, montanes Kopfeinzugsgebiet in Nordschweden⁵, dass Grundwasserstände mit dem Abfluss nur in einem ca. 40 m breitem Korridor um das Gerinne hoch korreliert sind (hohe hydraulische Vernetzung). Die hydrochemischen Verhältnisse dieser „hydraulischen“ Uferzone unterscheiden sich ebenfalls signifikant von den Hängen. Die hydrochemische Bedeutung der Uferzone gründet auf der Tatsache, dass sie einerseits die letzte – und folglich den Hydrochemismus prägende – vom unterirdischen Abfluss durchströmte Zone vor dem Abfließen im Gerinne ist. Andererseits unterscheiden sich die hydrochemischen Bedingungen der organischen Böden der Uferzone von den mineralischen Hangböden markant aufgrund erhöhter Bodenfeuchte und Grundwasserstände mit reduzierten Bedingungen.

5.1.3 Phosphormobilisierung und Transport

Die *räumliche Dimension* ist im Zusammenhang von Phosphor(*P*)-Mobilisierung und Transport nicht nur eine Frage des Betrachtungsmassstabs, sondern betrifft auch direkt die Herkunftsräume, Mobilisierungs- und Transportprozesse, die wiederum selbst einen starken Raumbezug aufweisen (DOUGHERTY et al. 2004). Bis heute wird dieser wichtige Aspekt häufig übersehen, obwohl gerade der Stofftransport je nach Fragestellung – z. B. Immissions- und Emissionsansatz – in verschiedenen räumlichen Dimensionen wirkt. So erfolgt die Mobilisierung (*Emission*) lokal aufgrund topischer Prozesse; die Konsequenzen für die Wasserqualität eines Gebiets oder einer Region (*Immission*) hängt jedoch wesentlich von der Vernetzung – oder eben der fehlenden Vernetzung – von topischen und chorischen⁶ Transportprozessen ab.

HAYGARTH & JARVIS (1999) betrachten Profile und die Hang- bzw. *Feldskala* als die wichtigsten Raumeinheiten zum Verständnis von Mobilisierungsprozessen in Agrarökosystemen. Übergeordnete Raumeinheiten wie die Einzugsgebietsebene sind hingegen für das Verständnis von Auswirkungen lokaler Nährstoffmobilisierung auf die regionale Wasserqualität entscheidend. Die Bedeutung der Landschaftsstruktur für den *P*-Transport liegt vor allem in ihrem Einfluss auf hydrologische Transportpfade begründet (DOUGHERTY et al. 2004). Bei Flurstücken (field scale; Übergang von to-

⁵0.5 km², mittlere Niederschlags- bzw. Abflusshöhe 600 resp. 325 mm, tiefgründige Podsole auf Glazialsedimenten mit Hangneigungen von 5 bis 10 % und einem 5 bis 15 m breiten gerinnebegleitenden Band mit 20 bis 80 cm mächtiger Torfauflage über Mineralboden mit hohen organischen Kohlenstoffgehalten.

⁶Vgl. Abb. 4.2, ausführliche Erläuterungen finden sich bei LESER (1997).

pischer zu chorischer Dimension) führt alles andere als eine perfekt plane Ebene zu lokalen *Konvegenzen und Divergenzen* der Transportpfade und überprägt dabei die auf Versuchsparzellen festgestellten (topischen) Mobilisierungs-Transport-Prozesse. Da die Boden- und Horizontmächtigkeiten ebenfalls dem Relief entsprechend variieren (Catena-Konzept), wirkt sich dieses mehr oder weniger systematische Heterogenitätsmuster der pedologischen Verhältnisse auch auf die hydrologischen Transportpfade aus (NASH et al. 2002). Schwierigkeiten verursacht die oft übersehene Tatsache, dass eine Änderung des Betrachtungsmassstabs (Skalenänderung) meist auch ein Wechsel der bestimmenden Speicher und Prozesse (Funktionshierarchie) – z. B. die Dominanz anderer hydrologischer Transportpfade – bedingt und häufig andere Messmethoden erfordert (DOUGHERTY et al. 2004).

CORNISH et al. (2002) verglichen die *P*-Konzentration im Abfluss von kleinen (3 m^2) und mittleren (30 m^2) Versuchsparzellen mit einzelnen Flurstücken (4 ha) und dem Einzugsgebiet einer ganzen Farm (140 ha) unter natürlichen Niederschlagsbedingungen. Sie folgerten, dass die Skalenabhängigkeit von *P*-Konzentrationen im Abfluss gering sei, obwohl sie nur das Endprodukt, nicht aber die für den *P*-Austrag ursächlichen Speicher und Prozesse detailliert analysierten. Die vermutlich vorhandenen lage- und flächenspezifischen Unterschiede⁷ der hydrologischen, hydraulischen, hydrochemischen und der gerinneinternen Prozesse sowie das Fehlen bzw. Vorhandensein verschiedener Speicher (Gerinnesedimente, Interstitial, Uferzone, etc.) wurde als skalenunabhängig betrachtet!

In einer ähnlichen Studie verglichen DOUGHERTY et al. (2004) *P*-Konzentrationen im Abfluss von kleinen, 2 m langen und grossen, 50 m langen Versuchsparzellen unterschiedlicher Nährstoffversorgung. Die kleinen Parzellen wurden mit einem künstlichen Niederschlag von 80 mm/h beregnet, die Grossen mit 8 mm/h . Die *P*-Konzentrationen der kleinen Parzellen waren signifikant niedriger (ca. 50 % reduziert, $P < 0.05$). Dennoch kann die Ursache der *P*-Konzentrationsunterschiede nicht eindeutig der Parzellengrösse oder der Niederschlagsintensität zugeordnet werden, da sich widersprüchliche bzw. gegenläufige Tendenzen ergaben.

Die überwiegende Mehrheit von Untersuchungen der *P*-Transportmechanismen (Prozesse) konzentriert sich auf die Versuchsparzellenebene (ca. $1\text{--}100\text{ m}^2$; plot scale, topische Dimension). Um effektive Strategien zur Reduktion von *P*-Einträgen in die Gewässer zu entwickeln, sind jedoch Prozessstudien in praxisrelevanten Raumeinheiten⁸ erforderlich. Dies bedingt die Integration von Experiment-, Ereignis- und Stoffbilanzdaten aus Messparzellen bis hin zu Einzugsgebieten.

⁷Naturräumliche Gliederung, hierarchisch geordnete Landschaftsräume (LESER, 1997).

⁸Praxisrelevant für das Einzugsgebietsmanagement sind als untereste Einheit Flurstücke (Schläge, Teilflächen homogener Landnutzung; *Feldebene* – Übergang topischer/chorischer Dimension), als oberste die Einzugsgebietsebene (chorische Dimension).

Solche umfassende Studien sind jedoch rar. Einerseits ist hierzu ein umfangreiches, mehrjähriges Monitoring erforderlich, um möglichst das ganze Spektrum der ereignisspezifischen Randbedingungen zu erfassen, was nur noch in seltenen Fällen als förderungswürdig erachtet wird. Andererseits fehlt eine umfassende Modellverstellung, die die skalen- und zeitabhängige Überlagerung unterschiedlicher Prozesse berücksichtigt. Die skalenübergreifende Interaktion von räumlich und zeitlich variablen *P*-Speichern, *P*-Mobilisierungsprozessen und hydrologischen Transportprozessen ist bisher nur unzureichend geklärt; dies ist aber Voraussetzung für die Entwicklung verbesserter Strategien zur Reduktion von *P*-Einträgen in die Gewässer (DOUGHERTY et al. 2004).

Die Reduktion auf einzelnen Faktoren wie beispielsweise den *P*-Gehalt des Oberbodens bzw. dessen *P*-Sättigung oder die ausgebrachte Düngemenge – ohne Berücksichtigung der zugegebenermaßen komplexen hydrologischen Transportprozesse – liefert nur unzureichende Ergebnisse. Die in einem Einzugsgebiet ausgebrachte Düngemenge ist ein schlechter Prediktor für die am Pegel dieses Gebiets gemessenen *DRP*-Konzentrationen (LAZZAROTTO et al. 2005). Entsprechend ist das Augenmerk verstärkt auf die Variabilität der Anfälligkeit bzgl. des *P*-Exports einzelner Felder bzw. Schläge zu richten (LAZZAROTTO et al. 2005). Da die Verteilung der *P*-Gehalte des Bodens variabel ist und sich kaum mit flächendeckend vorhandenen Boden- oder Landnutzungsdaten (in Deutschland z. B. Gemeindestatistik und Reichsbodenschätzung) in Beziehung setzen lässt, ist jede Abschätzung des *P*-Status des Bodens (soil *P*-status) zur Bestimmung des Auswaschungsrisikos von *P* unsicher und problematisch (PAGE et al. 2005).

Verschiedene Bestimmungsmethoden des *P*-Status des Bodens weisen eine grosse räumliche Variabilität nicht nur zwischen einzelnen Schlägen und unterschiedlichen Landnutzungen, sondern auch innerhalb einzelner Schläge auf (PAGE et al. 2005). Das Problem der Modellierung von *P*-Einträgen in die Gewässer ist, dass bei der Bestimmung der Einträge eine starke Abhängigkeit zwischen *P*-Mobilisierung und *P*-Transportprozessen besteht und dabei die Vorhersage der Abflusscharakteristik unterschiedlicher ober- und unterirdischer Transportpfade nur bedingt, d. h. mit räumlichen und zeitlichen Unsicherheiten, möglich ist – selbst in gut untersuchten Einzugsgebieten mit besonders reichhaltiger Datengrundlage (BEVEN et al. 2005).

Erschwerend kommt hinzu, dass Sedimentablagerungen im Gerinne und in Überflutungsbereichen oftmals als Nährstoffspeicher vernachlässigt werden. Während Gerinnesedimente einen kurzzeitig aktivierbaren Speicher mit Senken- und Quellenfunktion darstellen, dienen Überflutungsflächen vorwiegend der Stoffretention. Dieser Langfristspeicher kann jedoch im Falle von künstlicher Drainage oder natürlicher Ufererosion bzw. Flussbettverlagerung wieder als Stoffquelle reaktiviert werden.

Auch in kleinen Einzugsgebieten sind Prozesse im Gerinne und Sediment von zentraler Bedeutung für die Nährstoffdynamik. Biogeochemische Prozesse in der gesättigten Zone und in Bachsedimenten können für die Mobilisierung von *DRP*⁹ verantwortlich sein; ihre Bedeutung ist bisher jedoch noch weitgehend ungeklärt (LAZZAROTTO et al. 2005). Das gleichzeitige Auftreten eines aussergewöhnlich grossen Abflussereignisses und der Verschiebung der Anteile der *P*-Fraktionen deutet darauf hin, dass ein einzelnes Grossereignis das *P*-Austragsregime über mehrere Monate beeinflussen kann (LAZZAROTTO et al. 2005).

Hotzenwald

Die Untersuchungen im Bergseegebiet basieren auf einer Modellvorstellung, die einerseits der räumliche Dimension der Transportprozesse Rechnung trägt und andererseits auch die zeitliche Dimension von Emmission und Immission berücksichtigt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf für den Stofftransport relevanten hydrologischen Prozessen; Mobilisierungsprozesse¹⁰ im Boden oder an dessen Oberfläche stehen nicht im Fokus. Diese Mobilisierungsprozesse selbst – z. B. durch Lösung von *P* in Wasser oder die Abspülung von *P*-haltigen Partikeln – sind mikroskopische Prozesse, die stark von den lokalen Strömungsbedingungen der vorherrschenden oberflächlichen oder unterirdischen Fliesspfade abhängen (BEVEN et al. 2005). Hydrologische Prozesse prägen nicht nur den *P*-Transport, sondern bestimmen auch die *P*-Mobilisierung massgeblich.

Die Experimente zur Prozessidentifikation fanden auf Feldebene statt (field scale, Übergang von topischer zu chorischer Dimension). Bemerkenswert ist dabei, dass das hierzu ausgewählte Versuchsgebiet im oberen Rüttebachtal nicht von einem einzigen Hydrotop geprägt ist, sondern die hydrologische Systemantwort bereits von einer Hydrotop-Vernetzung (Hang-Uferzonen-Interaktion) dominiert wird. Die Ereignisanalyse vergleicht benachbarte, im Sinne des REA-Konzepts hydrologisch vollständige Einzugsgebiete (chorische Dimension) mit unterschiedlich entwickeltem Gewässernetz.

Der Vergleich der Stoffbilanzen erfolgt zwischen Einzugsgebieten nanochorischer (Schneckenbach-Pegel Altbach) und mikrochorischer Dimension (Pegel Schöpfungsbach). Beide Einzugsgebiete besitzen eine eher vom Gewässernetz geprägte Gebietsantwort, wobei das mikrochorische Gebiet theoretisch deutlich stärker von gerinneinternen Prozessen beeinflusst sein sollte. Da das Gewässernetz dieses Gebiets jedoch stark anthropogen beeinflusst ist – es handelt sich um zwei natürliche Einzugsgebiete, die durch eine künstliche Überleitung miteinander verbunden sind (s. Kap. 2) – trifft dies jedoch nicht zu.

⁹Evtl. auch andere *P*-Fraktionen.

¹⁰Z. B. Säulenversuche in Zusammenarbeit mit der Universität Halle (MODESTI 2004).

5.2 Stoffbilanzen

5.2.1 Probenahmestrategie

In Vergleichsstudien verschiedener Probenahmestrategien in den nordischen Ländern ergaben sich signifikante Unterschiede in den ermittelten *P*-Frachten in Abhängigkeit von der Probenahmestrategie (REKOLAINEN et al. 1991, KRONVANG & BRUHN 1996). Es zeigte sich, dass Stichproben – täglich, wöchentlich oder zweiwöchentlich – zu stark zufallsverteilten Ergebnissen bzw. *P*-Bilanzen führen.

Eine norwegische Studie (EGGESTAD et al. 1994) verglich ein Jahr lang wöchentliche Stichproben mit abflussproportionalen Mischproben in fünf Kleineinzugsgebieten. Wöchentliche Stichproben führten z. T. zur markanten Unterschätzung der Frachten ($< 10\%$ der aus den abflussproportionalen Proben bestimmten Frachten). Die hydrometeorologischen Verhältnisse in Norwegen mit hohen Jahresniederschlägen und vielen Hochwasserereignissen eher kurzer Dauer entsprechen – wie auch die Ergebnisse hinsichtlich der Probenahmestrategien – denen des südlichen Schwarzwalds.

5.2.2 Frachten

Es wird vermutet, dass Kopfeinzugsgebiete – d. h. Gewässer erster und zweiter Ordnung¹¹ – hinsichtlich des Rückhalts von Nähr- und Schadstoffen effektiver als grössere Fliessgewässer sind (BRINSON 1988, PETERSON et al. 2001). Die Ergebnisse im Hotzenwald bestätigen dies nur bedingt. Vergleicht man die *P*-Bilanzen der Pegel Schneckenbach-Altbach (3. Ordnung, 3.24 km^2) und Schöpfungbach-Bergsee (3. Ordnung, 11.44 km^2), so sind die flächengewichteten *P*-Frachten am Pegel Schneckenbach-Altbach deutlich höher als die Frachten am Pegel Schöpfungbach-Bergsee. Dabei ist jedoch dreierlei zu beachten:

1. Die Abwasserreinigungsanlage (ARA) Rütthof trägt einen nicht vernachlässigbaren Anteil zur Fracht am Pegel Schneckenbach-Altbach bei;
2. Das Einzugsgebiet des Schöpfungbachs beinhaltet eine historische, künstliche, geregelte Überleitung vom Schneckenbach (Heidenwuh) und besitzt infolge seiner Form einen überproportionalen Anteil von Kopfeinzugsgebieten;
3. Im höher gelegenen Schneckenbacheinzugsgebiet sind die Niederschläge und entsprechend auch die Abflüsse und Frachten erhöht. Berücksichtigt man diese Punkte, dann liegen die Frachten der Einzugsgebiete Schneckenbach und Schöpfungbach in vergleichbarer Grössenordnung.

¹¹Gewässerordnung nach STRAHLER (1952, 1964).

Tabelle 5.1: Einordnung und Vergleich der *P*-Jahresfrachten. —
PRASUHN berechnete die *P*-Frachten mit dem Expertensystem MODIFFUS; EISELE mit einem auf MONERIS basierenden Ansatz. Da nicht für alle Gebiete die Abflusshöhen vergleichbar angegeben wurden, erfolgt keine abflussnormierte Frachtermittlung. REZGUS: Rheineinzugsgebiet unterhalb der Seen. Die *P*-Frachten im Hotzenwald wurden für folgende Perioden erhoben: Schneckenbach (17.04.-19.12.2002, 05.03.-25.11.2003, 10.03.-24.11.2004); Schöpfebach (17.04.-30.12.2002, 05.03.-10.12.2003, 10.03.-05.06.2004). * März bis Juni 2004, ** Januar bis Oktober 1999.

Gebiet	<i>TP</i> - Frachten [<i>kg/km²a</i>]	<i>DRP</i> -Frachten [<i>kg/km²a</i>]	Quelle
Schneckenbach 2002	270.2	53.3 (19.7 %)	eigene Daten
Schneckenbach 2003	141.2	26.4 (18.7 %)	eigene Daten
Schneckenbach 2004	116.3	30.0 (25.8 %)	eigene Daten
Schöpfebach 2002	199.9	35.8 (17.9 %)	eigene Daten
Schöpfebach 2003	118.4	14.1 (11.9 %)	eigene Daten
Schöpfebach 2004*	36.7*	4.2* (11.4 %)	eigene Daten
Hopfensee 1997	190.8	44.0 (23.1 %)	Bauer et al. 2000
Hopfensee 1998	196.2	33.6 (17.1 %)	Bauer et al. 2000
Hopfensee 1999**	184.1**	35.3** (19.2 %)	Bauer et al. 2000
Sempachersee 1992	55 – 90	-	Braun et al. 1993
Dreisam	62.7	-	Eisele & Leibundgut 2006
Wiese	64.8	-	Eisele & Leibundgut 2006
Wehra	59.9	-	Eisele & Leibundgut 2006
Hauensteiner Murg	91.9	-	Eisele & Leibundgut 2006
Hauensteiner Alb	69.5	-	Eisele & Leibundgut 2006
Wutach	64.2	-	Eisele & Leibundgut 2006
Seefelder Aach	45.0	-	Eisele & Leibundgut 2006
Bodensee 1985/86	59.9 – 276.2	-	Prasuhn et al. 1996
Bodensee 1996/97	40.0 – 172.0	-	Prasuhn 1999
REZGUS 1986	54.9	-	Braun et al. 1991
REZGUS 1996	45.0	-	Prasuhn & Hurni 1999
Klettgau 1995	71.0	-	Prasuhn & Hurni 1998
Kanton Bern 1992	31.1 – 192.5	-	Prasuhn & Braun 1991
Kanton Zürich 1998	22.0 – 59.0	-	Schmid & Prasuhn 2000
England (Weide)	2 – 290	-	Heathwaite & Johnes 1996
England (Weide)	15 – 250	-	Heathwaite 1998
Irland (Weide)	-	6 – 20	Kurz et al. 1998
Irland (Wiese)	-	14 – 18	Tunney et al. 1998
Neuseeland (Weide)	11 – 167	-	Gillingham et al.

Betrachtet man Frachten von Einzelereignissen an den Pegeln Rüttebach-Zusammenfluss (2. Ordnung, 0.73 km^2) und Schneckenbach-Zusammenfluss (2. Ordnung, 2.24 km^2), so ist die flächenspezifische Ereignisfracht in der Regel am Pegel Rüttebach deutlich erhöht. Mit grosser Wahrscheinlichkeit gilt dies auch für die an diesen Pegeln nicht gesondert ermittelten Monats-, Saison- und Jahresfrachten.

Ursache ist in erster Linie eine Kombination aus (i) einer gerinnemorphologisch bedingten, erhöhten Erosionsanfälligkeit der Bachsedimente und Ufer bei (ii) gleichzeitig eingeschränkter Überflutung und Retention und (iii) infolge der ARA Rütthof markant *P*-angereicherter Bachsedimente und Ufer. Vergleicht man hingegen die beim Deuterium-Gülle-Experiment am 02.06.2004 gemessenen Konzentrationen und die sich daraus ergebenden Frachten an den Pegeln Rüttebach-Brücke (Übergang 1./2. Ordnung, 0.5 km^2), Rüttebach-Zusammenfluss und Schneckenbach-Zusammenfluss, widerspricht das Resultat zumindest nicht der These von BRINSON (1988) bzw. PETERSON (2001).

Die im Hotzenwald ermittelten flächengewichteten *P*-Frachten liegen im nationalen und internationalen Vergleich (s. Tab. 5.1) im Bereich der hohen bis höchsten Werte. Bei differenzierter Betrachtung relativiert sich jedoch das Bild. Der Hotzenwald ist vermutlich das niederschlags- und abflussreichste Gebiet des Vergleichs, zudem war 2002 ein durch aussergewöhnlichen Niederschlagsreichtum geprägtes Jahr (Jahresmittel 2002 der Station Rütthof 1749 mm , s. Tab. 2.1).

Die Niederschläge des im Ostallgäu bei Füssen gelegenen Hopfensees (194 ha , 785 m NN , untersuchtes Einzugsgebiet Hopfensee-Achen 21.2 km^2) summierten sich 1997 auf 1066 mm , 1998 auf 1295 mm und 1999 auf 1194 mm (BAUER et al. 2000). Aufgrund der Höhenlage liegt die Verdunstung im Hopfenseegebiet in ähnlicher Grössenordnung wie im Hotzenwald. Folglich ist die Differenz der Jahressummen der Abflüsse mit der der Niederschläge vergleichbar. Berücksichtigt man dies bei den *P*-Bilanzen, so sind die Werte entsprechend der intensiveren Grünland- und Viehwirtschaft im Hopfenseegebiet (61 % intensives Grünland, 6 % extensives Grünland, 19 % Wald, 6 % Seefläche, 9 % sonstige) deutlich höher als im Hotzenwald.

Wie beim nationalen Vergleich ist auch beim internationalen Vergleich der *P*-Bilanzen einerseits die generelle Abflussstärke des Hotzenwalds und andererseits der aussergewöhnlich hohe Jahrniederschlag 2002 zu berücksichtigen. Entsprechend relativiert sich der scheinbare Rang des Hotzenwalds in der Spitzengruppe, rangiert er doch im internationalen Vergleich bei abflussnormierter Bilanzierung im oberen Mittelfeld. In Bezug auf die eher extensive Landwirtschaft des Hotzenwalds sind die *P*-Austräge dennoch als hoch zu bezeichnen.

5.3 Überprüfung der Hypothesen

Um Stofftransport zu verstehen und ggf. Gegenmassnahmen zu treffen, ist die Bestimmung von Schwellenwerten der Aktivierung der verschiedenen hydrologischen Transportpfade erforderlich. Diese Transportpfade sind keinesfalls statisch, sondern je nach Rahmenbedingungen können ganz unterschiedliche Pfade dominieren. Von zentraler Bedeutung für den *P*-Transport ist das Wissen, bei welchen Schwellenwerten der Schwerpunkt von unterirdischem Abfluss zu oberflächennahem Abfluss oder von Matrix- zu Makroporenfluss wechselt. Diese Faktoren steuern den *P*-Transport, bestimmen die Bedeutung der einzelnen *P*-Transportpfade und letztlich damit auch die zum Abfluss kommende *P*-Fracht (HEATHWAITE & DILS 2000).

Hydrochemische Verhältnisse und Transportpfade in Kopfeinzugsgebieten sind geprägt von der Art der Anbindung der Hänge an das Gewässernetz. Signifikante Unterschiede hinsichtlich hydrologischer, hydraulischer und hydrochemischer Vernetzung von Hang und Gewässer verursacht beispielsweise das Fehlen (bzw. das Vorhandensein) einer Uferzone mit Grundwasserkörper. Im Folgenden werden die Arbeitshypothesen den Ergebnissen (s. Kap. 4) gegenübergestellt und mit den Resultaten anderer experimenteller Studien verglichen.

5.3.1 Abflussbildung und Abflusskonzentration

Trotz mehrmonatigen Monitorings konnte kein signifikanter Oberflächenabfluss in der Uferzone festgestellt werden (KOCH, in Arbeit). Selbst die Starkniederschläge am 02. Juni 2004 (84.8 mm in 24 h) generierten keinen messbaren Oberflächenabfluss; weder entstand oberflächlich ins Gerinne eingetragener Infiltrationsüberschuss (HOF) noch Sättigungsflächenabfluss (SOF).

Bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang die Ergebnisse der Dissertation von WEILER (2001), die sich speziell mit den Makroporenfluss bestimmenden Mechanismen während des Infiltrationsprozesses beschäftigt. Sie werden im folgenden zusammengefasst wiedergegeben:

- Makroporenfluss wird entweder vom Infiltrationsüberschuss an der Bodenoberfläche oder von temporär gesättigten Bodenschichten initiiert. Je nach Mikroeinzugsgebiet der Makroporen und der Speicherfüllung (Muldenrückhalt; beides reliefabhängig) sind die Durchflussraten der Makroporen sehr verschieden.
- Die Durchlässigkeit des Oberbodens (Matrixinfiltration) beeinflusst die Initiation von Makroporenfluss signifikant.
- Der Wassergehalt der Bodenmatrix ist ein wichtiger Regler. Ein geringes Sättigungsdefizit des Oberbodens führt zu schneller Infiltration in Makroporen. Ein niedriges Matrixpotenzial des Bodens reduziert

den Austausch zwischen Matrix und Makropore. In der Folge tritt verstärkt schneller vertikaler Makroporenfluss unter Umgehung der Matrix (*bypassing*) auf.

- In Böden mit bedeutendem Anteil an vertikalem Makroporenfluss ist die Entwässerung des Makroporensystems von entscheidender Bedeutung. Eine limitierte laterale Drainage führt zur Füllung der Makroporen und anschliessend zu Oberflächenabfluss. Eine schnelle Entwässerung aufgrund präferentieller lateraler Fließpfade oder künstlicher Drainage führt zu schnellem unterirdischen Abfluss (SSF).
- Der Anteil an Ereigniswasser¹² am Abfluss steigt im Falle von oberflächlicher Iniziiierung von Makroporenfluss mit anschliessend schnellem vertikalen Transport unter Umgehung der Bodenmatrix. Die Speisung von Makroporenabfluss aus temporär gesättigten Bodenschichten hingegen reduziert den Anteil an Ereigniswasser.
- Insbesondere das Auswaschen von gelösten Stoffen in Kombination mit schnellem vertikalen Transport durch Umgehung der Matrix beeinflusst den Stofftransport, da die oberflächliche Bildung von Makroporenabfluss die Wahrscheinlichkeit eines schnellen Eintrags in die Gewässer erhöht.

Der schnelle Tracerdurchbruch (s. Kap. 4.4) lässt sich nicht mit der hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenmatrix (entsprechend dem Gesetz von DARCY) erklären. Selbst eine um eine Grössenordnung erhöhte hydraulische Leitfähigkeit einer Schicht präferentiellen Matrixflusses (transmissivity feedback bzw. slow subsurface flow, SF) – unter Annahme der höchsten für den Berglesand ermittelten k_f -Werte ($2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, DUSSCHNEIDER 1988) – reicht nicht aus, um die beim Uranin-Experiment (s. Kap. 4.4.1) festgestellten lateralen Fließgeschwindigkeiten von $3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ zu erklären. Die hohen Fließgeschwindigkeiten¹³ beim Uranin-Experiment und der hohe Ereigniswasseranteil¹⁴ beim Deuterium-Experiment (s. Kap. 4.4.2) lassen sich nur mit schnellem Transport durch vertikalen Makroporenfluss oder Oberflächenabfluss erklären.

DUNNE (1978) ermittelte typische Oberflächenabflussgeschwindigkeiten zwischen $3 \cdot 10^{-3}$ und $1.5 \cdot 10^{-1} \text{ m/s}$. Infolge des hohen hydraulischen Widerstands (Rauigkeit) von Weideland bzw. Dauergrünland sind die Fließgeschwindigkeiten am unteren Ende der von DUNNE angegebenen Spanne anzusiedeln. Die ermittelten Transportgeschwindigkeiten erreichen zwar diese Grössenordnung, Oberflächenabfluss konnte aber trotz eingehender Untersuchung während der Experimente weder beobachtet noch gemessen werden.

¹²Wasser, das aus dem hochwasserauslösenden Niederschlag stammt.

¹³Vgl. Ergebnisse Dissertation WEILER (2001), letzter Punkt (s. o.).

¹⁴Vgl. Ergebnisse Dissertation WEILER (2001), vorletzter Punkt (s. o.).

So bleibt als Erklärung nur die präferentielle Entwässerung in einem lateral vernetzten Makroporensystem (Röhrenfluss). Ob dieses laterale Fließsystem in der ungesättigten, in der temporär gesättigten oder in der kontinuierlich gesättigten Zone aktiviert wird, hängt v. a. von Bodenfeuchte, Grundwasserspiegellage sowie Menge und Intensität des Niederschlags ab. Der schnelle Transport beim Uranin-Experiment ist jedoch Beweis, dass nicht nur eine *hydraulische Vernetzung* (im Falle eines Röhrensystems in der kontinuierlich gesättigten Zone), sondern auch eine *hydrologische Vernetzung* vorliegt. Dies – und auch der hohe Ereigniswasseranteil des Deuterium-Experiments (ca. 60 % Ereigniswasser) – spricht für eine effiziente Entwässerung durch vernetzte Röhrensysteme in der temporär gesättigte Zone.

Die Tracerexperimente bestätigen die Dominanz von bodenbürtigen Abflussbildungsprozessen. Insbesondere das Uranin-Experiment belegt eindrücklich die bedeutende Rolle von schnellem unterirdischen Abfluss (sub-surface storm flow, SSF). Trotz eines nur geringen künstlichen Niederschlags von ca. 15 mm gelangt der Tracer in kurzer Zeit unterirdisch zum Abfluss. SSF gilt zwar in humiden, stark reliefierten Regionen als einer der dominanten Mechanismen der Abflussbildung bei Hochwasser (ANDERSON & BURT 1990, GUTKNECHT 1996); meist prägt SSF aber den Abfluss erst bei Starkniederschlägen. TROMP-VAN MEERFELD & McDONNELL (2004) ermittelten auf Basis von 147 untersuchten Niederschlagsereignissen für das *Panola Mountain Forschungseinzugsgebiet* (Georgia, USA) einen Schwellenwert von 55 mm Niederschlag für signifikanten lateralen SSF (Abfluss > 1 mm). Nur acht Ereignisse überschritten diesen Schwellenwert, für die der SSF-Anteil am Abfluss zwischen 30 und 80 % betrug.

Die meisten hydrologischen Studien geben einen Niederschlags-Schwellenwert zwischen 15 und 35 mm für signifikanten SSF an (WHIPKEY 1965, MOSLEY 1979, TANI 1997). Der Schwellenwert für das obere Rüttebachtal – dem Teileinzugsgebiet in dem die Tracerversuche mit Uranin und Deuterium stattfanden – liegt zumindest für das Uranin-Experiment sogar noch unterhalb dieser Untergrenze¹⁵. Neuere Studien zeigen, dass der Niederschlags-Schwellenwert vom Bodenwassergehalt vor dem Ereignis abhängt (Literaturübersicht in WEILER et al. 2005; PETERS et al. 1995, UCHIDA et al. 1999, GUEBERT & GARDNER 2001, NOGUCHI et al. 2001).

Die in vielen Studien (TSUKAMOTO et al. 1982, McDONNELL 1990, PETERS et al. 1995, WOODS & ROWE 1996, TANI 1997, SIDLE et al. 2000, FREER et al. 2002, UCHIDA et al. 2002) als wichtiger Fließweg identifizierte Verwitterungsschicht des anstehenden Gesteins liegt in Hotzenwald wegen der tiefgründigen Vergrusung zu oberflächenfern (tief), um als signifikanter Eintragspfad in Erscheinung zu treten (s. Kap. 2).

¹⁵Allerdings handelt es sich dabei nicht um ein natürliches Ereignis. Der hohe Ereigniswasseranteil am 02.06.2004 von ca. 60 % belegt die Bedeutung des SSF.

Die Ergebnisse der Feldexperimente bekräftigen die Resultate und Interpretationen der „virtuellen Experimente“, einer Modellierungsstudie von WEILER et al. (2003):

- *Hydrologische Vernetzung* (hydrologic connectivity) infolge präferenziellen Flusses steuert den Wasserfluss und den Transport gelöster Stoffe in der Hangskala (topische Dimension).
- Böden mit sehr hohem Porenvolumen werden weniger stark von lateralem Röhrenfluss beeinflusst, da der Grundwasserspiegel infolge des höheren Speichervermögens des Bodenprofils weniger stark auf Niederschläge reagiert.
- Trotz der Annahme von zufallsverteilten Röhren bzw. lateralen Makroporen entwickelte sich im Modell ein dendritisches Muster verbundener Röhren innerhalb des Hangs während des Niederschlagsmaximums.
- Linienhafte Tracereingaben werden von der Geometrie des vernetzten Röhrensystems stärker beeinflusst als die flächenhaften Mischprozesse des Hangs, wie beispielsweise das Verhältnis von Ereignis- zu Vorereigniswasser.
- Nur durch Berücksichtigung von Röhrenfluss (pipe flow) konnten die anhand gemessener Daten ermittelte Ganglinienseparation modelliert und entsprechende Anteile von Ereignis- bzw. Vorereigniswasser bestimmt werden.

Hypothese 1: Die Infiltrationskapazität der Böden übersteigt im Regelfall die Niederschlagsintensitäten (Ausnahme Bodenfrost); entsprechend spielt Infiltrationsüberschuss (Hortonian overland flow; HOF) bzgl. der Abflussbildung keine zentrale Rolle.

Im Gelände ermittelte Infiltrationskapazitäten der Böden (z.B. KOCH et al. 2005) sind meist deutlich höher als die im Labor bestimmten Werte (z.B. MODESTI 2004), da Bodeninhomogenitäten und Grobstrukturen im Labor unzureichend berücksichtigt werden. Die hohe Infiltrationskapazität der Böden im Bergseegebiet zeigte sich eindrucklich beim Uranin-Experiment. Beim Vor- und Nachwässern wurde in kürzester Zeit 5 mm Wasser auf einem gerinnenahen Flurstück (ca. 0.25 ha) ausgebracht; dennoch erfolgte kein Oberflächenabfluss in Gerinne. *Hypothese 1* konnte somit verifiziert werden.

Hypothese 2: Sättigungsflächen sind bzgl. ihres Flächenanteils aufgrund der Gebiets- und Bodeneigenschaften (hohe Infiltrationskapazität, hohe hydraulische Leitfähigkeit, und hohes Porenvolumen der Böden) recht konstant und auf organische Böden in der Uferzone begrenzt. Die variablen beitragenden Flächen (variable source areas, VSA) sind räumlich stark limitiert. Sättigungsflächenabfluss (saturation overland flow, SOF) ist folglich nur eingeschränkt an der Abflussbildung beteiligt.

Bei keinem der Tracerexperimente im Rüttebachtal konnte signifikanter SOF beobachtet oder gemessen werden. Auch die bei verschiedenen Ereignissen analysierten geogenen Tracer und die untersuchten natürlichen Isotope bekräftigen dies. Gleiches gilt für die Grundwasserspiegelmessungen im oberen Rüttebachtal, die zwar durchaus schnell reagierten, die jedoch nie eine vollständige Sättigung des Bodens bis an die Geländeoberkante (GOK) zeigten. *Hypothese 2* konnte somit bestätigt werden.

Hypothese 3: Schneller unterirdischer Abfluss (subsurface storm flow, SSF) ist bei Hochwasser dominanter Abflussbildungsprozess.

Das Uraninexperiment zeigte eindeutig, dass nicht nur eine *hydraulische Vernetzung*, sondern auch eine schnelle *hydrologische Vernetzung* – einhergehend mit signifikantem lateralen Tracertransport – vorliegt. Da oberflächenbürtiger Abfluss weder beobachtet noch gemessen werden konnte, der Tracerdurchbruch jedoch um Größenordnungen schneller als mit den im Hotzenwald bekannten höchsten hydraulischen Leitfähigkeiten erfolgte, bleiben als Transportpfad nur präferentielle Fliesswege. Der hohe Ereigniswasseranteil beim Deuterium-Experiment am 02.06.2004 von ca. 60 % bekräftigt die Bedeutung dieser schnellen unterirdischen Fliesspfade für die Abflussbildung und Abflusskonzentration bei Hochwasser. Entsprechend trifft *Hypothese 3* in vollem Umfang zu.

5.3.2 Diffuse Phosphor-Quellen

Hypothese 4: Durch die jahrzehntelange Ausbringung von Wirtschaftsdünger (Gülle, Mist, etc.) auf Dauergrünland ist Phosphor (P) stark im obersten Bodenhorizont (A_h , v. a. die obersten 2 cm) angereichert. Auf Weideflächen variiert der P-Gehalt im Oberboden infolge des heterogeneren Eintrags stärker als auf Mähwiesen.

Phosphoreinträge aus landwirtschaftlichen Böden in Oberflächen-gewässer stehen in direkter Beziehung zur Anreicherung von überschüssigem verfügbaren *P* aus jahrzehntelanger Düngung. Dies ist speziell auf Dauergrasland in Gebieten mit intensiver Viehhaltung der Fall, wo *P* über lange

Zeit im Überschuss zum Pflanzenbedarf ausgebracht wurde. Da Weiden und Dauergrünland in der Regel nicht gepflügt werden, führt dies zu sehr hohen Gehalten an verfügbarem P in der obersten Bodenschicht (0–2 cm), die in direkter Beziehung zu hohen P -Konzentrationen im Oberflächen- bzw. oberflächennahen Abfluss stehen (SCHÄRER 2003).

Die Beprobung von ausgewählten Bodenprofilen bestätigen zwar die vermutete P -Abnahme mit zunehmender Tiefe, die Anreicherung im Boden war aber weniger stark als erwartet. Die Böden im Bergseegebiet sind tendenziell nicht übertversorgt (eigene Daten; MODESTI 2004). Ausgewählte Oberbodenproben (0–2 cm) von Weiden und Mähwiesen im Rüttebach- und Schneckenbachtal zeigten keine signifikante Tendenzen; weder bzgl. heterogenerer P -Gehalte noch bzgl. systematischer erhöhter P -Werte aufgrund der Landnutzung. Ob die P -Gehalte im Oberboden ausreichen, um als bedeutende P -Quelle in Frage kommen, kann nicht eindeutig beantwortet werden.

Die Bestimmung von P -Konzentrationen des Oberbodens oder der Sättigung des P -Adsorptionspotenzials des Oberbodens reichen alleine nicht aus, um das P -Auswaschungsrisiko abzuschätzen (DJODJIC et al. 2004). PAGE et al. (2005) gehen noch einen Schritt weiter und folgern aus ihrer Untersuchung, dass jede Art der Bestimmung des P -Status des Bodens zur Abschätzung des P -Austragspotenzials unsicher und problematisch ist. Sie schlagen als mögliche Alternative die Messung von P -Konzentrationen im Basisabfluss oder/und in Sedimenten vor, da diese Werte eher für ein Gebiet repräsentativ sind.

Das P -Austragspotenzial von Böden, das P -Adsorptions- bzw. Freisetzungspotenzial der tieferen Bodenschichten und die unterschiedlichen Mechanismen hydrologischer Transportpfade sind vermutlich die wichtigsten Einflussgrößen hinsichtlich der P -Auswaschung von landwirtschaftlich genutzten Böden (DJODJIC et al. 2004). Inwiefern hier die Systemhierarchie die dominanten Prozesse beim Übergang von topischer zu chorischer Dimension verändert, ist bislang unklar – bisweilen scheint sogar die Problematik selbst gänzlich unbekannt zu sein.

Ein in diesem Zusammenhang interessantes Beispiel lieferte ein Multi-tracerversuch zur Bestimmung der P -Mobilisierung aus Dauergrünland (VOLLMER et al. 2002). Für diese Studie wurde ein Versuchsplot mit hohem mit P -Gehalt im Boden ausgewählt. Zuerst wurde mit einer Kaliumbromidlösung die Bodenlösung markiert. Einige Tage später wurde dieser Plot mit Tracerlösung (zwei Fluoreszenztracer) mit einer konstanten Niederschlagsrate von 40 mm/h beregnet und der generierte Abfluss beprobt. Die Ergebnisse waren wie folgt: (i) Der Anteil der vorab markierten Bodenlösung (Vorereigniswasser) am Abfluss war sehr gering. (ii) Die Fluoreszenztracer (Ereigniswasser) waren sehr schnell im Abfluss nachzuweisen. (iii) Der Tracer-Wiedererhalt korrespondierte mit dem Abflussbeiwert. (iv) Die Konzentrationen an DRP im durch die Beregnung generierten Oberflächenabfluss waren hoch (0.5–1.5 mg/l DRP). (v) Die Ergebnisse legen nahe, dass

schnelle Desorptionsprozesse im P -angereicherten Oberboden (0–4 cm) und nicht der Abfluss von P -angereicherter Bodenlösung (Vorereigniswasser) die P -Konzentration im oberflächennahen Abfluss bestimmen.

Fraglich ist allerdings, wie realitätsnah die im Experiment generierten Abflussbildungsprozesse sind. In der Natur sind Niederschlagsintensitäten von 40 mm/h sehr selten, selbst im niederschlagsreichen Schwarzwald liegt das Wiederkehrintervall vermutlich bei einer Jährlichkeit von deutlich über 20 Jahren. In den vorliegenden drei Beobachtungsjahren findet sich keine Situation mit einer Niederschlagsintensität von mehr als 15 mm/h.

Realistischer ist die Annahme, dass bis auf sehr seltene Ereignisse die Infiltrationskapazität nicht von der Niederschlagsintensität überschritten wird und folglich die dominierenden Abflussbildungsprozesse grösstenteils im Boden stattfinden. Hilfreich wäre eine Vergleichsmessung zwischen Versuchspot und Kopfeinzugsgebiet des Plots bei einem sommerlichen Starkniederschlagsereignis. So könnte überprüft werden, ob (i) die identifizierten Prozesse auch bei natürlichem Niederschlag stattfinden und (ii) die Prozesse nur ein Lokalphänomen oder für ein homogenes Gebiet repräsentativ sind. Die Studie von VOLLMER et al. (2002) veranschaulicht exemplarisch, warum sich die Resultate plotorientierter Prozessforschung kaum auf Einzugsgebiete übertragen lassen.

Die Einordnung von Experimenten und Ereignissen erleichtern würde eine Klassifikation nach *Grössenordnung und Wiederkehrintervall* von P -Ereignisfrachten¹⁶, zumindest aber Angaben bzgl. des Wiederkehrintervalls von Niederschlag und Abfluss. Zwei Aspekte sind dabei besonders wichtig: (i) Ereignisse, bei denen die P -Speicher massgeblich und über längere Zeit verändert werden (z. B. wenn grosse Teile des Sedimentspeichers entfernt oder infolge von Hangrutschungen neue Speicher aktiviert werden) und (ii) der für ein Gebiet charakteristische P -Austragungsereignistyp.

Letzteres sollte Informationen liefern bzgl. Jahreszeit (höhere P -Frachten im Sommer oder Winter), Niederschlagscharakteristika (ab welcher Intensität und Menge des Niederschlags steigen die Frachten stark an) und Vorereignisbedingungen (z. B. erhöhte Frachten bei niedrigen Grundwasserständen; erhöhte Frachten, falls seit vier Wochen kein Ereignis mehr stattfand, etc.). *Hypothese 4* kann nur teilweise bestätigt werden.

Hypothese 5: Organische Böden unterscheiden sich von mineralischen Böden aufgrund von (i) höherem Porenvolumen (grösserer Wasserspeicher), (ii) besserer Wasserwegsamkeit (höhere Makroporendichte) und (iii) geringerem P -Rückhaltevermögen und tragen deshalb verstärkt zu diffusen P -Einträgen bei.

¹⁶Daten hierzu liegen aber fast nie vor, da die Zeitreihen meist zu kurz sind.

Organische Böden sind potenziell schnelle *P*-Transportsysteme, da sie eine niedrige *P*-Sorptions- bzw. Desorptionskapazität besitzen (IRVINE et al. 2002) und entsprechend von einer hohen *P*-Mobilität geprägt sind (GIBSON et al. 1995). Es wird in der Regel angenommen, dass die *Uferzone als Pufferstreifen* nähr- und schadstoffbelastetes Grund- bzw. Bodenwasser auf natürliche Weise reinigt bzw. filtert. Dieser Annahme liegt eine vereinfachte Modellvorstellung der hydrologischen Prozesse der Uferzone zu Grunde, die davon ausgeht, dass horizontaler Matrixfluss im oberen Bereich der temporär gesättigten Zone den lateralen Stofftransport bestimmt.

Wasser bewegt sich demnach von einem gerinnefernen Abflussbildungsort gleichförmig lateral und oberflächennah zum Gerinne hin. Folglich kann die Ufervegetation mit ihrem bis in die gesättigte Zone reichende Wurzelgeflecht in Verbindung mit den häufig anzutreffenden organischen Böden der Uferzone eine hohe Filterwirkung entfalten. Dabei wird jedoch vernachlässigt, dass vertikaler Grundwasserzustrom oder präferentieller lateraler Röhrenfluss in der Uferzone einen bedeutenden Einfluss auf Quantität und Qualität des Abflusses insbesondere bei Hochwasserereignissen haben kann (HILL et al. 2000, ANGIER et al. 2004).

Aktuelle Forschungsergebnisse (ANGIER et al. 2004) zeigen, dass beispielsweise das Denitrifikationspotenzial eines gerinneparallelen Pufferstreifens in erster Linie von der hydrologischen Vernetzung der Uferzone bestimmt wird und erst in zweiter Linie von den biogeochemischen Eigenschaften der grundwasserbeeinflussten Aueböden. Einfache Parameter wie beispielsweise die Pufferstreifenbreite reichen nicht aus, um das hydrochemische Retentionspotenzial abzuschätzen, da damit potenzielle Eintragspfade wie vertikaler Grundwasseraufstieg oder präferentielle Fließwege in der Uferzone (Röhrenfluss) unberücksichtigt bleiben.

Die Ergebnisse der Tracer-Experimente belegen ein hohes Porenvolumen und gute Wasserwegsamkeit sowie eine hohe Makroporendichte, sowohl für die organischen Böden der Uferzone, als auch für die mineralischen Böden am Hangfuss. Eine signifikante Differenz konnte nicht festgestellt werden, kann aber auch nicht ausgeschlossen werden. Die Wasserwegsamkeit ist in beiden Fällen so hoch, dass bei den Ereignissen und Experimenten die Abflusskonzentration bzw. der laterale Transport *ausschliesslich im Boden* stattfand.

Die erhobenen Daten lassen keine allgemeinen Aussagen bzgl. einer reduzierten *P*-Retention in organischen Böden zu; tendenziell sind die organischen Böden der Uferböschung (Rüttebach) bzw. der Wasserwechselzone (Schneckenbach) jedoch *P*-angereichert und als aktivierbare *P*-Speicher zu betrachten (KATTERFELD, in Arbeit). *Hypothese 5* kann nicht beantwortet werden.

5.3.3 Phosphortransport

Ohne detailliertes Prozessverständnis ist trotz intensiven Monitorings keine Evaluierung der Auswirkungen von Landnutzungsänderung (z. B. Ökomaßnahmen) auf Einzugsgebietsebene möglich. Für Untersuchungen der *P*-Dynamik bzw. des *P*-Exports von Einzugsgebieten folgt daraus, dass ein mehrjähriges Monitoring mit hoher zeitlicher Auslösung bei allen Abflusssituationen erforderlich ist (LAZZAROTTO et al. 2005). Entsprechende Studien sind selten, da einerseits die *P*-Dynamik in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung über einen längeren Zeitraum¹⁷ erfasst und andererseits die Prozess- und Systemhierarchie des Untersuchungsgebiets mit Experimenten möglichst präzise entschlüsselt werden muss. Von zentraler Bedeutung sind dabei die wassergebundenen Transportprozesse im Boden bzw. an dessen Oberfläche in Abhängigkeit vom topischen Standorteigenschaften wie Relief, Fließgewässernähe, Bodeneigenschaften und Vegetationstyp.

Hypothese 6: Die Bodenerosion ist ohne grosse Bedeutung für die Nährstoffeinträge im grünlanddominierten Bergsee-Einzugsgebiet.

Im gesamten Untersuchungszeitraum konnten keine Erosionsschäden auf Grünland festgestellt werden. Die generell niedrigen Schwebstofffrachten der Ereignisse (KATTERFELD in Arbeit) sowie die selbst im Ereignisfall nur kurzzeitige Trübung der Fließgewässer bestätigen diese Hypothese. Während des niederschlagsreichen Herbsts 2002 waren nur zu Beginn die Schwebstofffrachten erhöht. Nach kurzer Zeit ging die Schwebstofffracht trotz weiterer ergiebiger Niederschläge so stark zurück, dass in den Bächen trotz bordvollem Abfluss keine Trübung mehr zu erkennen war.

Die ganzjährige Vegetationsbedeckung – besonders der dichte Wurzelfilz des Dauergrasslands – in Verbindung mit der im Gebiet untergeordneten Bedeutung oberirdischer Abflussbildungsprozesse wie Infiltrationsüberschuss (HOF) oder Sättigungsflächenabfluss (SOF) bekräftigen dies. Der grösste Teil der Schwebstofffracht – vor allem im Rüttebach – stammt aller Wahrscheinlichkeit nach aus mobilisierten Gerinnesedimenten bzw. aus hochwasserbedingter Seitenerosion organischer Böden der Uferzone, wofür auch die hohen *TOC*- bzw. *DOC*-Gehalte der Schwebstoffe sprechen (KATTERFELD, in Arbeit). *Hypothese 6* konnte somit bestätigt werden.

Hypothese 7: Infolge der vermutet starken räumlichen und zeitlichen Limitierung von Infiltrationsüberschuss (HOF) und Sättigungsflächenabfluss (SOF) sind oberflächenbürtige P-Mobilisierungsprozesse und Transportpfade (Abspülung) von untergeordneter Bedeutung. Abflussbildung und Abflusskonzentration – und somit auch der laterale Transport von P zum Gewässer hin – finden vorwiegend im Boden statt.

¹⁷D. h. über mehrere Jahre, z.B. zur Abschätzung von Wiederkehrintervallen.

Die beiden Tracerexperimente zeigen eindrücklich, dass in der Regel im Bergseegebiet – und aller Wahrscheinlichkeit nach im ganzen Hotzenwald – Abflussbildung und Abflusskonzentration im Boden stattfinden. Da bei gefrorenem Boden keine Düngung erfolgt, spielen oberflächenbürtige Transportpfade auch unter diesen besonderen Umständen keine Rolle. Selbst bei hohen Grundwasserständen wie nach der langen Niederschlagsperiode im Herbst 2002 finden Abflussbildung und Abflusskonzentration nicht an der Bodenoberfläche statt. Der geogene Tracer Silikat und die natürlichen Isotope im Niederschlag bestätigen dies. Gerade bei hohen Grundwasserständen ist der Ereigniswasseranteil niedrig, da vorwiegend altes, in der Bodenmatrix gespeichertes Wasser zu Abfluss kommt.

Die präferentiellen Fliesspfade dienen bei hohen Grundwasserständen der Uferzone vorwiegend der schnellen Mobilisierung und dem Transport von „altem“ Vorereigniswasser, während bei niedrigen Grundwasserständen verstärkt „neues“ Ereigniswasser¹⁸ zum Abfluss gelangt. Besonders das intensiv untersuchte Ereignis vom 02.06.2004 belegt dies, da selbst bei aussergewöhnlich intensiven Niederschlägen direkt im Anschluss an eine gerinnenahe¹⁹ Gülleapplikation kein signifikanter Direkteintrag festzustellen war. *Hypothese 7* konnte somit verifiziert werden.

Hypothese 8: Präferentielle Fliesswege im Boden (SOF, PRF) – besonders lateraler Röhrenfluss in Makroporen – sind Haupteintragspfade für Phosphor aus diffusen Quellen (Auswaschung).

Bzgl. der Konsequenzen von präferentielltem Fluss für den *P*-Austrag von Wiesenböden finden sich in der Literatur gegensätzliche Aussagen. HAYGARTH et al. (1998) stellen fest, dass bei drainierten Wiesen der *P*-Verlust im Vergleich zu undrainierten Böden deutlich reduziert ist, was auf schnelle *P*-Sorption beim Vertikaltransport im Boden zurückgeführt wird. Andere Autoren belegen in ihren Arbeiten, dass hohe *P*-Austräge durch Makroporen und Drainagen erheblich zur Phosphorbelastung von oberirdischen Gewässern beitragen können (STAMM et al. 1995, 1998, GÄCHTER et al. 1996, 1998, HEATHWAITE & DILS 2000 sowie DJODJIC et al. 2004).

THOMAS et al. (1997) und HECKRATH et al. (1995) schliessen auf *P*-Transport in Makroporen infolge der hohen, im Drainageabfluss gemessenen *P*-Konzentrationen. Die dortigen Böden haben jedoch ein sehr hohes *P*-Adsorptionspotenzial und auch in der Bodenlösung in grösseren Tiefen fanden sich nur sehr geringe *P*-Konzentrationen (HEATHWAITE & DILS 2000). Bis heute hat die überwiegende Mehrheit der Arbeiten, die auf Makroporenfluss als wichtigen *P*-Eintragspfad schliessen, keinen direkten Nachweis dieses Eintragspfads erbringen können (HEATHWAITE & DILS 2000).

¹⁸Anteil abhängig von den Niederschlagscharakteristika (Intensität, Verlauf, Menge).

¹⁹Pufferstreifenbreite 5 m.

Im Bergseegebiet scheint das hohe P -Adsorptionspotenzial der Böden die diffusen P -Verluste trotz schnell anspringender, leistungsfähiger präferentieller Fließpfade stark zu begrenzen. Die vergleichsweise geringen P -Konzentrationen im Oberboden deuten darauf hin, dass der P -Rückhalt nicht ausschliesslich an der Grenzfläche Vegetation-Boden bzw. im A-Horizont, sondern auch in tieferen Bodenschichten stattfindet. Ob dieser P -Rückhalt vorwiegend infolge intensiver Interaktion von Makroporen mit der umgebenden Bodenmatrix beim vertikalen Fließen oder erst beim lateralen Transport erfolgt – z. B. bei der Bodenmatrix-Passagen zwischen sich vernetzenden Röhrensystemen in der temporär gesättigten Zone – lässt sich mit den vorhandenen Daten nicht definitiv sagen. *Hypothese 8* muss – zumindest für das Bergseegebiet – verworfen werden.

Hypothese 9: Die Art und die Intensität der hydrologischen Vernetzung (hydrologic connectivity) bestimmen die Grössenordnung der Stoffeinträge (nutrient connectivity). Das Auswaschungsrisiko für Phosphor bei dem als dominanten Abflussbildungsprozess erwarteten schnellen unterirdischen Abfluss (SSF) hängt stark vom Fließweg im Boden ab und nimmt in folgender Reihenfolge zu: (i) Matrixfluss in Bereichen erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit, (ii) lateraler Röhrenfluss in der gesättigten Zone und (iii) lateraler Röhrenfluss in der ungesättigten Zone.

Makroporen mit hangparalleler Ausrichtung (z. B. Maulwurf- oder Wühlmausgänge) können Wasser im Boden von den Hängen ins Gerinne transportieren (BEVEN & GERMANN 1982, GERMANN 1986). Häufig werden durch Erosion vergrösserte und verbundene Makroporen als „Bodenröhren“ bezeichnet (ANDERSON & BURT 1990, JONES 1971). Falls sich Makroporen infolge von Erosion zu einem subterranean Röhrensystem bzw. Netz verbinden (hydrologische Vernetzung; *piping*), können sie sich zu einem effektiven Entwässerungssystem entwickeln.

So bilden sich beispielsweise häufig unter Moorböden komplexe und lange ($> 50\text{ m}$) Röhrensysteme²⁰ (HOLDEN & BURT 2002, HOLDEN 2005) oder sogar persistente unterirdische Abflusssysteme (BLOCH & KÄSS 2004), während unter Waldböden die Röhren meist eher schwach vernetzt und nur von geringer Länge ($< 10\text{ m}$) sind (NOGUCHI et al. 1999). Aber auch nicht verbundene Makroporen können sich *hydraulisch* – z. B. während eines Niederschlagsereignisses – *vernetzen* und zu solch einem Drainagesystem führen (WEILER et al. 2003, 2004). Ob die Vernetzung der Makroporen hydraulisch oder hydrologisch erfolgt, ist besonders für den Transport von sorptiven,

²⁰Die Röhrensysteme können sich in der organischen Schicht, an der organisch-mineralischen Schichtgrenze oder auch komplett im Ausgangssubstrat entwickeln. Die Röhrendichte ist dabei in Abhängigkeit von der topographischen Lage an Oberhängen höher als am Hangfuss, während an den Mittelhängen die niedrigste Dichte zu verzeichnen ist. Die Hangneigung ist dabei von untergeordneter Bedeutung.

nicht konservativen Stoffen wie z. B. Phosphorverbindungen entscheidend. Zudem ist die Art und Intensität der Vernetzung von vertikalen Makroporen und lateralen Röhren von grosser Bedeutung für den Stofftransport im Boden.

In Böden mit langsamen Wassertransport und verlängerter Kontaktzeit zwischen Bodenpartikeln und dem perkolierendem Wasser ist die Auswaschung von *P* meist niedrig und hängt vor allem vom Grad der Sättigung der *P*-Adsorptionskapazität der tieferen Bodenschichten ab (DJODJIC et al. 2004). DJODJIC et al. (2004) kommen zu dem Schluss, dass im Falle schnellen (präferentiellen) Wassertransports im Boden das Puffervermögen der tieferen Bodenschichten stark reduziert werden und folglich zu verstärkter *P*-Auswaschung führen kann. In einigen Fällen können sogar die tieferen Bodenschichten selbst eine mobilisierbare *P*-Quelle sein und so zu erhöhter *P*-Auswaschung beitragen (DJODJIC et al. 2004).

Da allem Anschein nach die gerinnebürtigen *P*-Quellen²¹ (KATTERFELD in Arbeit) die Dynamik der *P*-Frachten bestimmen, lässt sich *Hypothese 9* weder verifizieren noch falsifizieren. Dass selbst im Falle des „Gülle-Experiments“ mit anschliessendem Starkregen am 02.06.2004 kein signifikanter *P*-Direkteintrag festzustellen war, ist ein starkes Indiz für eine pedogen bedingte Limitierung der diffusen *P*-Fracht infolge hohen *P*-Adsorptionspotenzials des Bodens, da während dieses Ereignisses aufgrund des sehr hohen Ereigniswasseranteils von ca. 60 % eine intensive hydrologische Vernetzung bestand. Markant erhöhte Leitfähigkeiten im Grundwasser unmittelbar im Nahbereich der Gülleapplikation sind ein deutliches hydrochemisches Signal, das eindeutig auf den Gülleinfluss zurückzuführen ist; die *DRP*-Konzentrationen variieren dagegen nur gering.

Eine hydrologische Vernetzung ist folglich keine hinreichende, wohl aber eine notwendige Voraussetzung für wasserbürtige diffuse *P*-Verluste aus der Fläche. Die *P*-Frachten im Bergseegebiet sind in der Mehrzahl der Fälle nicht auf diffuse *P*-Verluste aus der Fläche zurückzuführen, sondern stammen massgeblich aus gerinneinternen Quellen. Die markant erhöhte *P*-Konzentrationen der Gerinnesedimente im Rüttebach stehen in Zusammenhang mit den kontinuierlichen, punktuellen Einleitungen der ARA Rüttehof. Diese Sedimente werden infolge der anthropogen bedingten Eintiefung des Vorfluters Rüttebach leicht und schnell – d. h. meist im ansteigenden Ast der Hochwasserganglinie – mobilisiert. Ob diese Sedimente nur einen kurzzeitigen Zwischenspeicher²² darstellen oder eine Langzeitwirkung haben, könnte nur mit einer Fortführung der Messungen abschliessend geklärt werden.

²¹ *P*-angereicherte Sedimente, vor allem unterhalb der ARA Rüttehof und die erodierbaren, *P*-angereicherten organischen Uferböschungen.

²² Z.B. zwischen zwei Tiefenerosionsereignissen.

Kapitel 6

Schlussfolgerungen

„Alles Wissen und alle Vermehrung unseren Wissens endet nicht mit einem Schlusspunkt, sondern mit Fragezeichen.“

Hermann Hesse (1877 - 1962)

Die folgende Synthese fügt die aus einer Vielzahl von untersuchten Einzelaspekten gewonnenen Erkenntnisse in einer neuen Modellvorstellung des untersuchten Systems zusammen. Einleitend werden methodische Aspekte behandelt (Kap. 6.1). Die Unterteilung in Prozesse (Kap. 6.2) und Speicher (Kap. 6.3) erfolgt aufgrund funktionaler Aspekte des Systemverständnisses. Abflussbildungs-, Abflusskonzentrations- und Stofftransportprozesse sind so eng miteinander verknüpft, dass eine derartige Trennung (in Kapitel) nicht sinnvoll erschien. Abschliessend werden neue oder offen gebliebene Fragen für weitere Forschungen konkretisiert (Kap. 6.4).

6.1 Methodische Aspekte

Die Kombination von hydrologischen Methoden und hydrochemischen Probenahmestrategien ist innovativ, vielversprechend und liefert im Bergseegebiet wertvolle Erkenntnisse für das System- und Prozessverständnis von diffusen P -Einträgen¹. Die Erfassung bzw. Anwendung von natürlichen (^{18}O), geogen (SiO_2), konservativen (2H , Uranin) und reaktiven bzw. sorptiven Tracern (Phosphor) eröffnet detaillierte Einblicke in das Prozessgeschehen der Feldskala. Die Kooperation mit Landwirten ermöglicht praxisnahe Feldexperimente. Die Experimente können dabei vorteilhaft auch in der Feldskala durchgeführt werden und auf ganze Flurstücke ausgedehnt werden. Die räumliche Dimension der Experimente entspricht so eher der Dimension der zu untersuchenden Naturphänomene als Versuchsparzellen- oder Laborexperimente und ist – infolge des Zusammenspiels einer grösseren Anzahl von Prozessen – aussagekräftiger, aber auch komplexer zu interpretieren.

¹ Auch für andere bodenbürtige diffuse Einträge, z. B. Agrochemikalien.

Das flächenhafte Ausbringen von Tracern in (bzw. über) der ungesättigten Zone ist zwar komplizierter und bzgl. des erfolgreichen Tracernachweises risikoreicher als punktuelle oder linienförmige Tracereinspeisungen in der gesättigten Zone; es liefert dafür jedoch nicht nur Erkenntnisse über laterale Transportprozesse in der gesättigten Zone, sondern auch Informationen über die Vernetzung von vertikalen und lateralen Fließwegen – z. B. durch präferentielle Fließwege – im Boden. Nicht in jeder Umgebung sind die Erfolgsaussichten solcher Experimente gut. Günstig ist eine geringmächtige ungesättigte Zone mit Makroporen, wie sie vor allem in humiden, gebirgigen Kopfeinzugsgebieten häufig anzutreffen ist. Wichtig ist bei der Tracerapplikation, dass weder Vegetation, Wurzelgeflecht noch die evtl. hydrophobe organische Auflage zuviel Tracer retardieren, was sich vermeiden lässt, indem der Tracer beispielsweise in Mikrorillen ausgebracht wird.

Die Dotierung von Gülle mit geeigneten Tracern und ihre Ausbringung mit in der Landwirtschaft üblichen Gerätschaften ermöglicht praxisnahe Experimente zur Identifizierung und ggf. Quantifizierung der vorherrschenden Stofftransportprozesse. Für Düngeexperimente wäre Schwefelhexafluorid (SF_6) aufgrund seiner extrem niedrigen Nachweisgrenze ein sehr geeigneter Tracer – leider stand hierzu die Analytik nicht zur Verfügung. Der beim Gülleexperiment eingesetzte Tracer Deuterium (2H) lieferte zusammen mit der hochaufgelösten Untersuchung der *P*-Fraktionen in Grund- und Flusswasser wertvolle Informationen über die vorherrschenden Fließpfade und das *P*-Retentionspotential des Bodens. Die flankierende Erfassung von natürlichen (^{18}O) und geogenen Tracern (SiO_2) bei dem direkt an das Experiment anschliessenden Niederschlagsereignis ermöglichte wichtige Einblicke in für den Stofftransport elementare hydrologische Prozesse der Abflussbildung und Abflusskonzentration. Der dadurch gewonnene Datensatz aus hochauflösenden experimentellen Daten und gleichzeitig intensiver Beprobung eines Extremereignisses² ist aussergewöhnlich und vor allem hinsichtlich der Abschätzung des Risikos von Direkteintägen sehr wertvoll.

Bzgl. der Isotopenuntersuchungen sollte Niederschlagswasser einerseits während des Niederschlags hochaufgelöst – z. B. eine Probe je 2 mm Niederschlag – mit speziellen automatischen Probenahmegeräten untersucht werden³. Andererseits ist die saisonale Erfassung des isotopischen Jahresgangs des Niederschlags mit speziellen Niederschlagssammlern in Kombination mit einer monatlichen Beprobung des Basisabflusses, des Grundwassers und ausgewählter Quellen anzustreben.

Des Weiteren erscheint die synchrone Untersuchung von *E. coli* in Gülle, Bodenwasser, Grundwasser und Abfluss als geeignet, um *P*-Transport bzw. *P*-Retention im Boden räumlich und zeitlich zu erfassen. Wertvolle Infor-

²Jährlichkeit des Niederschlagsereignisses über 10 Jahre!

³Da ein derartiges Niederschlagsereignis während bzw. direkt im Anschluss an das Gülle-Experiment nicht erwartet wurde, war kein automatisches Niederschlagsprobenahmegerät installiert, sondern nur ein verdunstungsgeschützter Niederschlagssammler.

mationen hinsichtlich der quantitativen Beteiligung der Uferzone (riparian zone) an der Abflussbildung kann bei organischen Böden die ereignisorientierte Beprobung von gelöstem organischen Kohlenstoff (dissolved organic carbon, *DOC*) liefern.

Die angewandten Methoden ermöglichen einerseits ereignisbezogene Untersuchungen von präferentiellen Fließwegen in praxisnahen Raumeinheiten und andererseits die Überprüfung des Einflusses dieser schnellen Fließpfade auf das Transportverhalten unterschiedlicher Nähr- oder Schadstoffen (Phosphor, Pestizide, etc.). Sollen die in der WRRL definierten Ziele bezüglich der nachhaltigen Verbesserung der Wasserqualität erreicht werden, sind für ein erfolgreiches Einzugsgebietsmanagements zielführende Massnahmen zur Verringerung von diffusen Stoffeinträgen auf Basis von detailliertem Prozessverständnis zu entwickeln. Zur Klärung entscheidender Fragen bzgl. der dominierenden Speicher, Transportprozesse, Wirkungsmechanismen und Steuergrößen (Regler) von diffusen Einträgen in die Gewässer sind skalenübergreifende Untersuchungen im Rahmen von Modellstudien – ausgehend von einem längerfristigen Einzugsgebietsmonitoring über ereignisbezogene Untersuchungen in Teileinzugsgebieten bis hin zu kleinräumigen Experimenten unter Beachtung der System- und Prozesshierarchie – erforderlich.

Neue Messgeräte ermöglichen die kontinuierliche Messung und Aufzeichnungen von hydrochemischen Parametern *in situ* (z. B. *DRP*, Nitrat, etc.) und schaffen bei längerem Einsatz eine hervorragende Datengrundlage, um (i) Größenordnung und Jährlichkeit von Ereignisfrachten präzise zu bestimmen, (ii) Jährlichkeiten von *P*-Austragsereignissen in Verhältnis zu Abfluss-Jährlichkeiten und Monats-, Saison- und Jahresfrachten zu bewerten und (iii) Basisabflussschwankungen detailliert zu erfassen. *P*-Konzentrationen des Basisabflusses und der Bachsedimente können als flächenintegrierende Alternative zur punktuellen Bestimmung des *P*-Zustands von Böden für die Charakterisierung des *P*-Zustands eines Einzugsgebiets verwendet werden.

6.2 Prozesse

Im Bergseegebiet stehen aufgrund der Gebietscharakteristika vor allem Phosphor(*P*)-Einträge aus Dauergrünland im Vordergrund. Die Bodenerosion spielt wegen des sehr geringen Ackerlandanteils eine untergeordnete Rolle, die Schwebstofffrachten sind folglich auch im Ereignisfall eher gering. Die Trübung ist meist auf den Hochwasserscheitel bzw. den letzten Teil des ansteigenden Asts beschränkt. Die Infiltrationskapazität der Böden übersteigt im Regelfall die Niederschlagsintensitäten (Ausnahme: Bodenfrost); Infiltrationsüberschuss (HOF) spielt bzgl. der Abflussbildung keine Rolle. Entsprechend ist die *P*-Abschwemmung als Eintragspfad in der Regel von untergeordneter Bedeutung, wie das Düngeexperiment im oberen Rüttebachtal vom 02.06.2004 eindrücklich zeigt. Die Sättigungsflächen sind

aufgrund der Gebiets- und Bodeneigenschaften – hohe Infiltrationskapazität, hohe hydraulische Leitfähigkeit und hohes Porenvolumen der Böden – recht konstant, d. h. sie dehnen sich auch im Falle intensiver Niederschläge nur in geringem Umfang aus. Ihr Flächenanteil ist im wesentlichen auf die organischen Böden der Uferzone begrenzt. Sättigungsflächenabfluss (SOF) ist folglich im Regelfall nur untergeordnet an der Abflussbildung beteiligt. Selbst die intensiven Niederschläge am 02.06.2004 führten nicht zu erkenn- oder messbarem Oberflächenabfluss in der Uferzone.

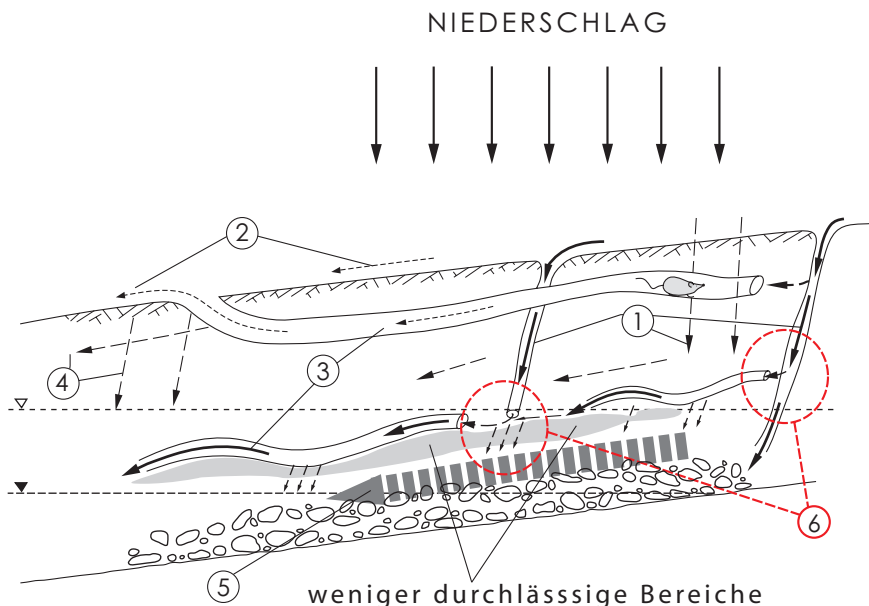


Abbildung 6.1: Vernetzung von vertikalen und lateralen Fließwegen (ZUIDEMA 1985, stark verändert). — (1) Infiltration in Bodenmatrix, Mikro- und Makroporen, (2) Oberflächenabfluss und return flow (im Bergseegebiet nicht beobachtet), (3) lateraler Röhrenfluss, (4) Matrixfluss, (5) Matrixfluss in der gesättigten Zone (GWR), v. a. bei hohem GW-Stand (6) vertikal-laterale Vernetzung in temporär gesättigten Bereichen mit Matrixpassage (SSF), v. a. bei niedrigem GW-Stand. — Makroporen und Röhren sowie deren Interaktion mit der Bodenmatrix sind von zentraler Bedeutung für Infiltration, Abflussbildung, Abflusskonzentration und Stofftransport.

Primärer Abflussbildungsprozess bei Hochwasser ist der *schnelle laterale Abfluss im Boden* (subsurface stormflow, SSF), wobei präferentielle Fließwege infolge einer Vernetzung von vertikalen Makroporen und lateralen Röhrensystemen eine beschleunigte Infiltration mit schneller Entwässerung des Bodens ermöglichen. Je nach Niederschlagsintensität und -menge sowie Grundwasserstand und Bodenfeuchte vor dem Ereignis kommt dabei entweder verstärkt Ereigniswasser oder Vorereigniswasser zum Abfluss. Bei hohem Grundwasserspiegel liegt das entwässernde Röhrensystem zu großen Teilen bereits in der gesättigten Zone. Diese Fließpfade dienen nun der

Entwässerung von grösstenteils vor dem Niederschlag im Boden gespeicherten Wassers, das durch den Niederschlagsimpuls mobilisiert wird. Falls das Röhrensystem nicht in der gesättigten Zone liegt, infiltriert Niederschlagswasser und passiert in Makroporen schnell die ungesättigte Zone (*bypass flow*). Oberhalb des Grundwasserspiegels bildet sich eine temporär gesättigte Zone aus Bodenwasser und Niederschlagswasser, die ebenfalls durch das laterale Röhrensystem schnell entwässert wird (SSF). Die Abflusskonzentration und somit auch der laterale Transport von wasserbürtigen Stoffen zum Gewässer hin findet folglich überwiegend *im* Boden statt. Grundwasserbürtige Phosphoreinträge sind von untergeordneter Bedeutung. Präferentielle Fliesswege im Boden können potentiell ein wichtiger Eintragspfad für Phosphor aus landwirtschaftlichen Böden in die Gewässer (Auswaschung) sein.

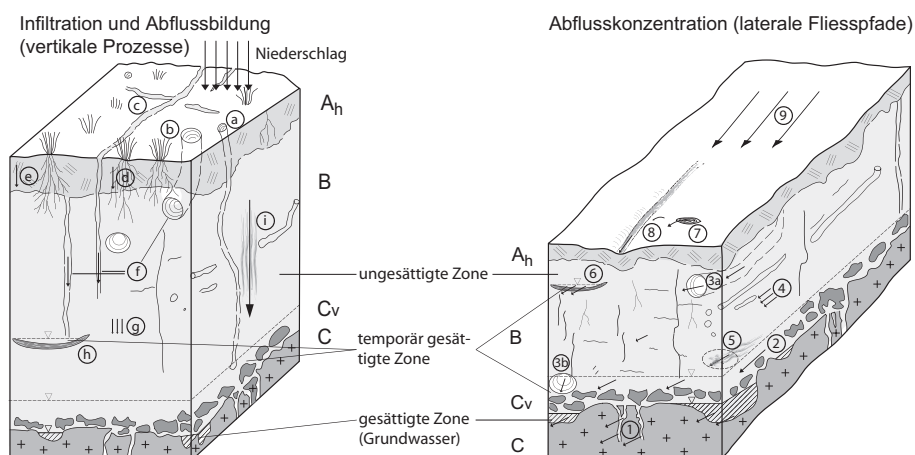


Abbildung 6.2: Infiltration, Abflussbildung und Abflusskonzentration. —
 Abflussbildung: Infiltration in Makroporen, z. B. Regenwurmgang (a), Maulwurfgang (b), Schrumpfriss (c); entlang von Wurzeln (d), oder direkt in die Bodenmatrix (e). Vertikaler Makroporenfluss (f), vertikaler Matrixfluss (g), eingelagerte Stauschicht (h), beschleunigter Matrixfluss in Bereichen erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit (i). —
 Abflusskonzentration: laterale Fliesspfade im Kluftraum (1), in der Zersatzzone (2), in Makroporen bzw. Röhren in der ungesättigten (3a) bzw. in der temporär gesättigten Zone (3b), in der Bodenmatrix (4), in Bereichen erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit/transmissivity feedback (5), oberhalb von Stauhorizonten/peached aquifers (6), Bodenwasseraustritt/return flow (7), Oberflächenabfluss in Rillen (8), flächenhaftes Schichtfließen/sheet flow (9).

Der schnelle Transport der Tracer bei den Experimenten belegt die Beteiligung von präferentiellen Fliesspfaden an Abflussbildung und Abflusskonzentration. Bemerkenswert ist der hohe Niederschlagswasseranteil von ca. 60 % beim Ereignis am 02.06.2004, der die Bedeutung von präferentiellen Fliesspfaden bei Abflussbildung und Abflusskonzentration unterstreicht.



Abbildung 6.3: Detailaufnahme Makroporen (Photo: P. Schneider).



Abbildung 6.4: *Return Flow* aus Makroporen (Photo aus KOCH, 2004).

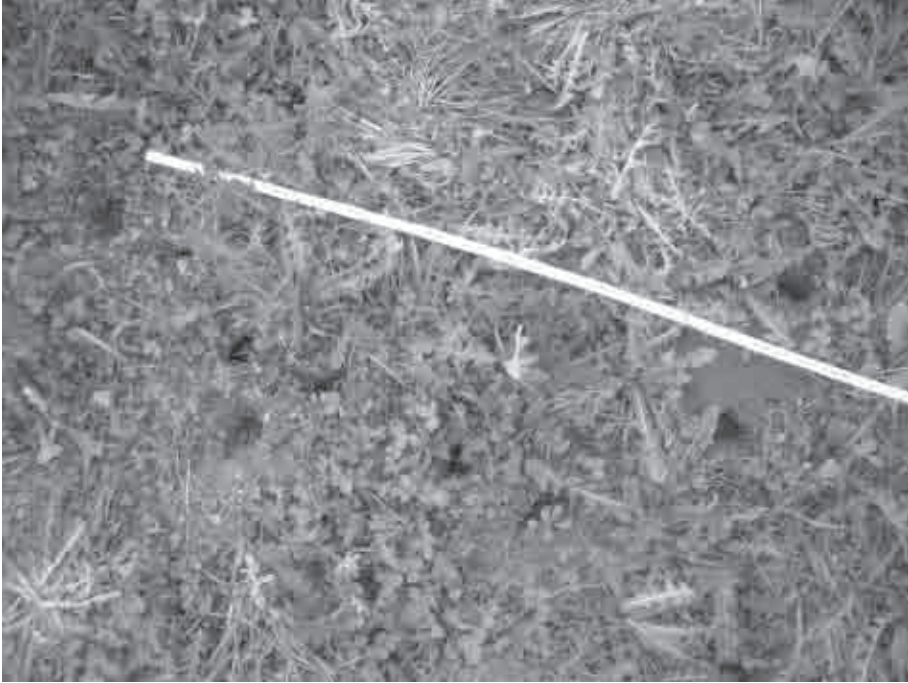


Abbildung 6.5: Hohe Makroporendichte (Photo: P. Schneider).



Abbildung 6.6: *Return Flow* aus Makroporen (Photo aus KOCH, 2004).

Aus den Feldexperimenten, der Analyse geogener Tracer und Isotopenuntersuchungen im oberen Rüttebachtal lässt sich folgende *hypothetische Modellvorstellung* ableiten:

- Je nach Grundwasserstand, Bodenfeuchte, Niederschlagsintensität und Niederschlagsmenge kommt entweder verstärkt Ereigniswasser oder Vorereigniswasser zum Abfluss. Bei erhöhtem Ereigniswasseranteil können auch vermehrt ereignisbegleitende oder oberflächennah gespeicherte Stoffe mobilisiert werden.
- Niedrige Grundwasserstände – mit folglich ausgedehnter ungesättigter Zone – führen in Verbindung mit intensiven Niederschlägen zu erhöhten Ereigniswasseranteilen und überwiegend schnellem lateralen Abfluss im Boden (SSF). Falls das Röhrensystem grösstenteils in der ungesättigten Zone liegt, infiltriert Niederschlagswasser in Makroporen und überbrückt schnell die ungesättigte Zone unter Umgehung der Bodenmatrix. Oberhalb des Grundwasserspiegels bildet sich ein vorübergehend gesättigter Horizont aus Bodenwasser und Niederschlagswasser. Diese kurzfristig gesättigte Zone dehnt sich in Bereiche mit hoher lateraler Röhrendichte aus und wird infolge ausgeprägter *hydrologische Vernetzung* durch laterale Röhrensysteme (z. B. Maulwurf- oder Wühlmausgänge⁴) schnell entwässert (kleine, schnell durchflossene Querschnittsfläche).
- Bei hohem Grundwasserspiegel liegen diese Röhrensysteme bereits grösstenteils in der gesättigten Zone. Laterale Grobstrukturen im Boden dienen nun der Entwässerung von überwiegend vor dem Niederschlag gespeichertem Wasser, das durch den Niederschlagsimpuls mobilisiert wird. Selbst ergiebiger Niederschlag führt zu niedrigem Ereigniswasseranteil, da die Vernetzung vorwiegend *hydraulisch* erfolgt; d. h. altes Vorereigniswasser der mittelfristig gesättigten Zone wird ausgedrückt (GWR; grosse, langsam durchströmte Querschnittsfläche).

Vertikale Makroporen werden in erster Linie als die Infiltration begünstigende Strukturen betrachtet. Weniger berücksichtigt wird, dass sie auch entscheidende Pfade für die Exfiltration von „altem“ Grundwasser oder Wiederaustritt von „neuem“ Bodenwasser (z. B. Entwässerung der temporär gesättigten Zone) sind. Wie beim Prinzip der kommunizierenden Röhren wird die Richtung des Vertikaltransports vom hydraulischen Gradient bestimmt. Dies ist eine potentielle Erklärung der von KIRCHNER (2003) beschriebenen *doppelten Paradoxie in Einzugsgebietshydrologie und Geochemie*.

⁴Beispielsweise befindet sich das Maximum der biogenen Röhren (Maulwürfe, Wühlmäuse) bei Dauergrünland meist 30 bis 40 cm unter der Geländeoberkante (GOK).

- Altes Wasser kann so schnell zum Abfluss gelangen (*Paradoxie 1*).

Grundwasserbeeinflusste, organischen Aueböden mit hohem Porenvolumen dominieren in der Uferzone. Infolge von häufigen, ausgeprägten Wasserspiegelschwankungen sind die Bodenwassergehalte hoch bis sehr hoch und fast permanent an der Grenze zur vollständigen Sättigung. In dieser „*temporär ungesättigten Zone*“ erfolgt bei abflusswirksamen Niederschlägen eine sofortige Aufsättigung durch Mischung von infiltriertem Niederschlagswasser, ansteigendem Grundwasser und Bodenwasser. Der Chemismus dieses aufgrund seiner gerinnenahen Lage schnell abfließenden Mischwassers ist variabel und wird je nach Grundwasserstand und Vorfeuchte geprägt. Bei hohem Grundwasserstand und/oder hoher Vorfeuchte gelangt verstärkt Vorereigniswasser zum Abfluss, während bei niedrigem Grundwasserstand in Verbindung mit geringer Vorfeuchte der Ereigniswasseranteil steigt. Im Gegensatz zum tendenziell reduzierenden Millieu des basisabflussspeisenden, permanenten Grundwassers ist das Bodenwasser meist gut belüftet.

- Somit lässt sich auch die Variabilität des Vorereigniswassers⁵ bei Hochwasser erklären (*Paradoxie 2*).

Der Ereigniswasseranteil ist mit bis zu 60 % (Ereignis 02.06.2004) ungewöhnlich hoch, dennoch ist der *P*-Austrag im oberen Rüttebachtal gering. Folglich ist die *hydrologische Vernetzung* nicht limitierender Faktor des diffusen *P*-Transports, sondern allem Anschein nach die hohe *P*-Sorptionskapazität der nicht *P*-gesättigten Böden. Die Intensität der Makroporen-Matrix-Interaktion, die Kontaktzeit und die vorhandene *P*-Sorptionskapazität im Boden sind für die erfreulich hohe Nährstoffretention verantwortlich. Die Gülleausbringung mittels Schleppverteiler wirkte sich positiv aus. Trotz ungewöhnlich ergiebiger, intensiver Niederschläge (84.8 mm/24 h) unmittelbar nach der Gülleapplikation am 02.06.2004 konnten keine Direkteinträge festgestellt werden. Die Art der Ausbringung begünstigt die Infiltration der Gülle, reduziert somit auch spätere Direkteinträge und führt nicht zu signifikanter Verschlammung der Bodenoberfläche (keine Infiltrationsbarriere, kein HOF).

Für die hohen *P*-Konzentrationen und Frachten an den Pegeln Rüttebach-Zusammenfluss und Schneckenbach-Altbach zeigt sich der Unterlauf des Rüttebachs verantwortlich. Nährstoffe, die in das Gerinne eingetragen wurden, werden aufgrund der kurzen fließ- und Aufenthaltszeiten v. a. bei Hochwasserabfluss meist als annähernd konservativ betrachtet. Die starke Zunahme der *P*-Konzentrationen und Frachten im begradigten, stark eingeschnittenen Unterlauf des Rüttebachs resultiert jedoch vermutlich aus

⁵Hydrologisch identisches Wasseralter, aber – infolge des chemischen Milieus in der ungesättigten bzw. gesättigten Zone mit reduzierenden Verhältnissen – unterschiedlicher hydrochemische Signatur (Bodenprofil Anmoorgley, s. Abb. 4.5).

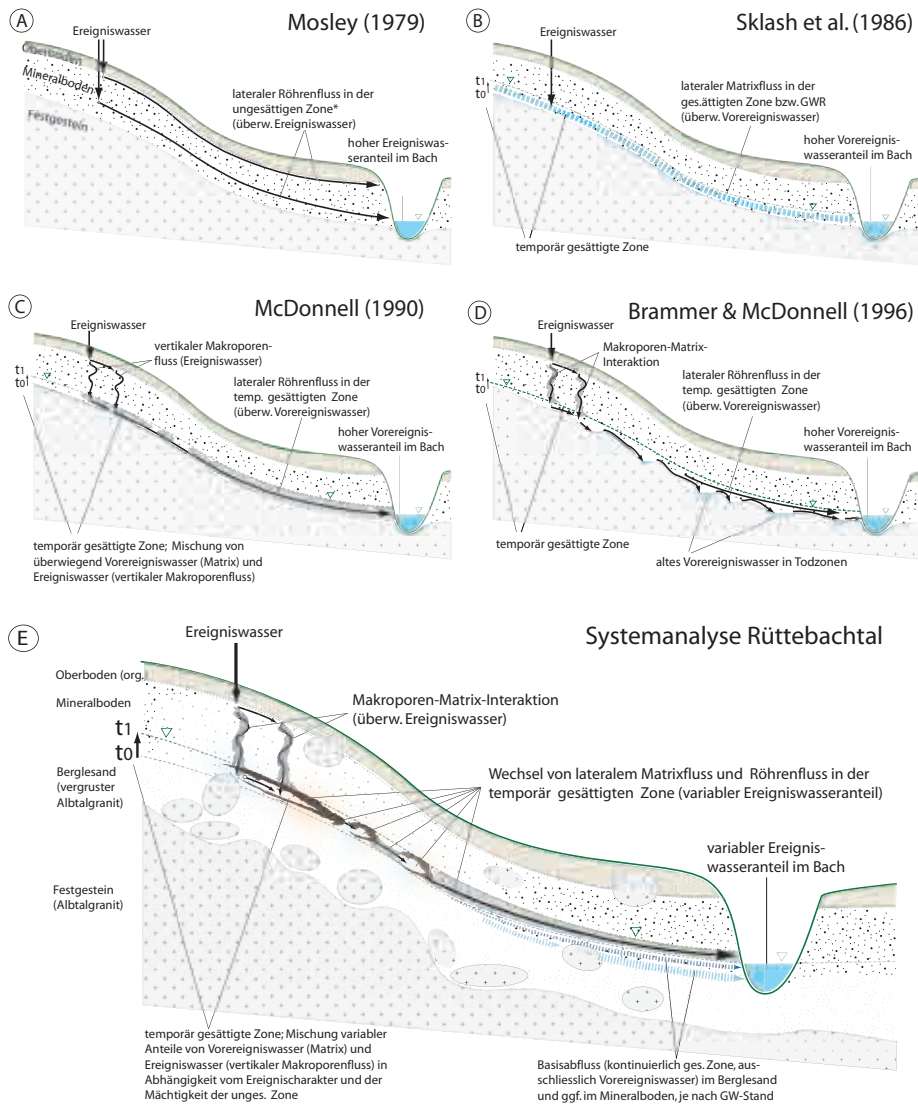


Abbildung 6.7: Dominante Abflussbildungsprozesse bei Hochwasser (nach MCGLYNN et al. 2002, stark verändert).

— (A) MOSLEY (1979), Makroporen- bzw. Röhrenfluss (SSF) in ungesättigter Zone; (B) SKLASH et al. (1986), Matrixfluss in gesättigte Zone (GWR); (C) McDONNELL (1990), Makroporen- bzw. Röhrenfluss (SSF) in temporär gesättigter Zone; (D) BRAMMER & McDONNELL (1996), Makroporen- bzw. Röhrenfluss (SSF) in temporär gesättigter Zone, Mischung mit Wasser aus Todzonen; (E) Dissertation Schneider: Je nach GW-Stand Makroporen- bzw. Röhrenfluss (SSF) mit Matrixpassage in der temporär gesättigten Zone oder Matrixfluss (GWR) in der kontinuierlich gesättigten Zone.

der Mobilisierung von *P*-angereicherten Bachsedimenten (Stoffquelle: Abwasserreinigungsanlage (ARA) Rüttehof) und Ufererosion. Die *P*-Frachten im Bergseegebiet sind in der Mehrzahl der Fälle nicht auf diffuse *P*-Verluste aus der Fläche zurückzuführen, sondern stammen massgeblich aus gerinneinternen Quellen. Die markant erhöhten *P*-Konzentrationen der Gerinnesedimente im Rüttebach stehen in Zusammenhang mit den kontinuierlichen Einleitungen der ARA Rüttehof. Diese Sedimente werden infolge der anthropogen bedingten Eintiefung des Vorfluters Rüttebach leicht und schnell – d. h. meist im ansteigenden Ast der Hochwasserganglinie – mobilisiert. Ob diese Sedimente nur einen kurzzeitigen Zwischenspeicher, z. B. zwischen zwei Tiefenerosionsereignissen, darstellen oder auch eine Langzeitwirkung haben, könnte nur mit einer Fortführung der Messungen abschliessend geklärt werden. Leider liegen für 2002 keine Sedimentbeprobungen vor. Deshalb kann die Hypothese nicht überprüft werden, ob die Frachten 2003 nicht auf die geringen Abflüsse, sondern auf das Wiederauffüllen der im Herbst 2002 annähernd komplett entleerten Gerinnespeicher zurückzuführen sind. Von Bedeutung als *P*-Zwischenspeicher im Gerinne erweisen sich in erster Linie die mobilen oberen Sedimentschichten⁶ mit ihrem z. T. hohen organischen Anteil. Das Interstitial als tieferer, persistenter Sedimentkörper ist im Falle des Rütte- und Schneckenbachs (Gewässer 2. bzw. 3. Ordnung) aufgrund der gering durchlässigen Sohle mit entsprechend geringen Austauschraten von untergeordneter Bedeutung.

Hydrologische Vernetzung ist folglich nur notwendige, nicht aber hinreichende Bedingung für wasserbürtige diffuse *P*-Verluste aus der Fläche; d. h. auch wenn Ereigniswasser (neues Niederschlagswasser) einen hohen Anteil am Gerinneabfluss ausmacht, ist ein gleichzeitiger hoher *P*-Eintrag nicht zwingend – selbst bei Düngung gerinnenaher Wiesen kurz vor bzw. während eines ergiebigen Niederschlagsereignisses. Wahrscheinlich wird der Einfluss von präferentiellen Fluss auf *P*-Verluste von Wiesenböden durch mehreren Faktoren bestimmt: (i) Von der *P*-Mobilisierbarkeit, abhängig vom Grad der *P*-Anreicherung bzw. *P*-Sättigung sowie hydrologischen, chemischen und biogeochemischen Prozessen in verschiedenen Bodenschichten, (ii) durch die räumlich und zeitlich variable Interaktion von Makroporen und Matrix, (iii) von der aktuellen Vernetzung von vertikalen sowie lateralen Makroporen in Abhängigkeit von der Porosität und Bodenfeuchte (Sättigungsgrad) und (iv) infolge ereignisspezifischer Randbedingungen variablen Anteilen unterschiedlicher Abflussbildungs- bzw. Abflusskonzentrationsprozesse (Transportpfade).

Resultierend aus einem komplexen Zusammenspiel von Vorereigniszustand (Infiltrationsbedingungen, Bodenfrost, Vegetationsentwicklung, Benetzungswiderstand, Bodenfeuchte, Grundwasserstand, etc.) und Ereignischarakteristika (Niederschlagsmenge, -dauer, -intensität sowie zeitliche und

⁶Vor allem die obersten 10 cm.

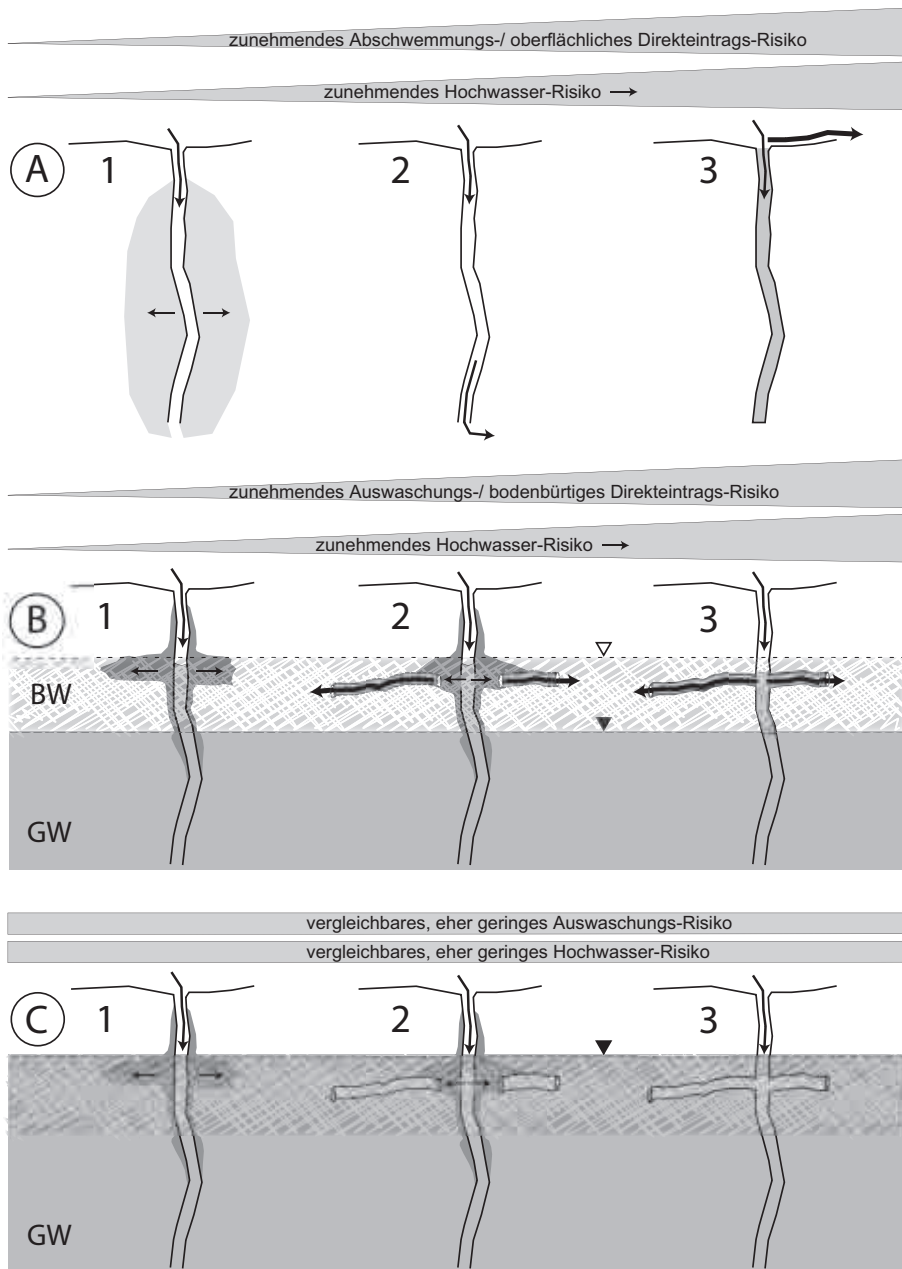


Abbildung 6.8: Hydrologische und hydraulische Vernetzung im Boden. — (A) Infiltration in Makroporen mit (1) bzw. ohne (2,3) starker Makroporen-Matrix-Interaktion und vorhandener (2) bzw. fehlender (3) lateraler Entwässerung. – (B) Laterale Entwässerung durch *hydrologische Vernetzung* mit der Matrix (1) oder mit Röhrensystemen mit (2) bzw. ohne (3) Matrixpassage in kurzfristig gesättigten Zonen. – (C) Laterale Entwässerung durch *hydraulische Vernetzung* mit der Matrix (1) oder mit Röhrensystemen mit (2) bzw. ohne (3) Matrixpassage in der mittelfristig gesättigten Zone.

räumliche Niederschlagsverteilung) ist insbesondere Punkt (iv) hoch variabel. Die Interaktion von Makroporen bzw. Röhren mit der sie umgebenden Bodenmatrix hat dabei wesentlichen Einfluss auf Speicherverhalten, Abflussbildung und Fließpfade im Boden. Es liegt nahe, dass die Filterwirkung von Böden hinsichtlich stark sorptiver Stoffe wie P bei starker Interaktion von vertikalen Makroporen und Matrix – und infolge des längeren Fließwegs bzw. der erhöhten Kontaktzeit noch stärker bei lateralen Röhren und Matrix – deutlich ausgeprägter ist als bei geringer Interaktion. Im Falle geringer Interaktion von Makroporen (bzw. Röhren) und Matrix sind, neben einem erhöhten Abflusskoeffizienten, höhere Transport- und Fließgeschwindigkeiten und damit verbunden auch ein höheres Erosionspotential zu erwarten. Obwohl diese fundamentale Funktion der Böden von grosser ökologischer Bedeutung ist, gibt es hierzu kaum experimentelle Felddaten⁷.

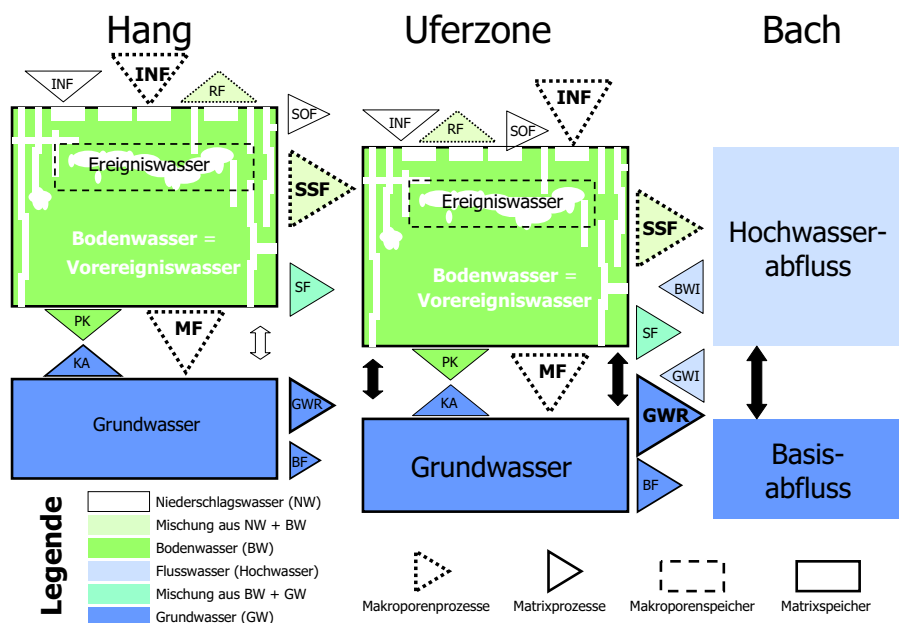


Abbildung 6.9: Regelkreis der Abflussbildung und Abflusskonzentration. — Die Grösse der Dreiecke zeigt ihre relative Dimension an. Die Pfeile geben den jeweiligen Schwankungsbereich bzw. die relative Variabilität wieder. — INF: infiltration, RF: return flow, SOF: saturation overland flow, SSF: subsurface storm flow, SF: slow subsurface flow, MF: macropore flow, PK: percolation, KA: kapilarer Aufstieg, GWR: groundwater ridging, BF: baseflow, GWI: groundwater intrusion, BWI: soil water intrusion.

Von zentraler Bedeutung für die P -Retention im Boden ist die Art und Weise der Vernetzung von vertikalem Makroporenfluss (beschleunigte Infil-

⁷Bisher gibt es nur Daten bzgl. der Interaktion von vertikalen Makroporen und Matrix, nicht aber für laterale Röhren und Matrix, obwohl die laterale Komponente den überwiegenden Anteil am Transportpfad SSF ausmacht.

tration) und lateraler Entwässerung in Röhren einerseits und die Vernetzung der lateralen Röhrensysteme untereinander andererseits. In beiden Fällen ist eine direkte Verbindung der Röhren denkbar (z. B. ein vertikaler Wurmgang, der in einem lateralen Maulwurfgang mündet bzw. eine Verbindung zwischen alten und neuen Gängen von Maulwürfen etc.), die infolge von Erosionsprozessen im Boden erhöht wird. Allerdings scheint für das Bergseegebiet eher eine indirekte Makroporen-Röhrenverbindung mit Matrixphase wahrscheinlich, da sich nur so der hohe P -Rückhalt im Boden erklären lässt. Ob bei Kontaktzeiten um 30 min das P -Retentionspotenzial an Makroporen- bzw. Röhrenwänden oder durch Makroporen-Matrix-Interaktion (bzw. Röhren-Matrix) allein ausreicht, ist fraglich, da der Austausch mit der Bodenmatrix bei so kurzen Verweilzeiten zeitlich und räumlich stark begrenzt ist.

6.3 Speicher/Diffuse P -Quellen

Während sich die Hypothesen bzgl. Abflussbildung und Abflusskonzentration weitgehend bestätigten, waren die Prognosen bzgl. der P -Einträge über präferentielle Fließwege deutlich zu hoch. Ursache dafür ist einerseits das Speicherverhalten des Bodens, der selbst bei kurzen Kontaktzeiten (30 min) über ausreichend P -Sorptionspotential verfügt. Andererseits sind die P -Speicher im Gebiet vielfältiger und variabler als erwartet. Die getroffene Annahme, dass die Hauptquellen der diffusen P -Einträge der Bodenspeicher bzw. Düngeverluste sind, ist unzureichend und kann weder P -Konzentrationen, P -Frachten noch deren Dynamik erklären. Die im Gerinnekorridor liegenden, schnell aktivierbaren P -Quellen (bzw. Senken) müssen mehr in den Mittelpunkt der Betrachtung rücken. Die Ausprägung dieser Speicher ist stark an die Gerinnebettgestalt gebunden und somit indirekt von Gefälle, Talform und Gewässernetz abhängig – allesamt skalenabhängige Größen mit longitudinalem Gradient.

Der nicht durch punktuelle Einleitungen erklärbare Anteil der P -Fracht wird den diffusen Quellen zugeschrieben. Als Quelle der diffusen P -Fracht werden in erster Linie flächenhafte Einträge – infolge von Auswaschung und/oder Abspülung – aus landwirtschaftlich genutzten Böden in Betracht gezogen; geogene Quellen gelten in der Regel als unbedeutend und vernachlässigbar. Als zentraler P -Speicher wird meist der Boden betrachtet. Die Differenz aus Düng-Einträgen und Verlusten über wassergebundene Transportpfade führt zu Speicheränderungen im Boden. Oft werden die Verluste aus dem Bodenspeicher (Emission) direkt mit den diffusen P -Einträgen in die Gewässer (Immission) in Beziehung gesetzt, z. B. in vielen Modellen oder Bilanzierungsansätzen (Frachtermittlung). Das Gewässersediment wird oft als gering variabler Kurzzeitspeicher betrachtet, der folglich selten räumlich und zeitlich hochaufgelöst beprobt wird. Diese Annahmen treffen, zumindest für das Bergseegebiet, nur sehr bedingt zu.

Eine ganze Kette von vernetzten Speichern wird so ausser Acht gelassen: Uferzone, Feuchtgebiete, Überflutungsflächen bzw. Auen und Fliessgewässer (Sediment und Intersitital). Viele dieser Speicher sind zeitlich hoch variabel und lokal in Abhängigkeit von Einzugsgebietsgrösse, Gerinnegestalt und Talform ganz unterschiedlich ausgeprägt. So durchfliesst der naturnahe, häufig ausufernde Schneckenbach in mehreren Armen ein grosses Auengebiet. Seine Überflutungsflächen können im Hochwasserfall viel Sediment zurückhalten und mit ihrer Vegetation Nährstoffe auch langfristig binden.

Der Rüttebach hingegen ist in seinem Unterlauf begradigt und stark eingetieft. Er neigt bei Hochwasser zu Ufer- und Tiefenerosion. Sedimentretention findet dort nur im Gerinne selbst, vorwiegend gegen Ereignissen, statt. Der Gerinnespeicher kann in kürzester Zeit in Reaktion auf das Abflussgeschehen von einer *P*-Senke (Sedimentakkumulation) zu einer *P*-Quelle (Sedimenterosion) werden. Ob der in den Sedimenten gespeicherte *P* aus diffusen oder punktuellen Quellen stammt, kann aufgrund meist unzureichender Datengrundlage⁸ kaum unterschieden werden (und wird folglich nicht differenziert betrachtet, sondern pauschal den diffusen Quellen zugeschrieben). Die *P*-Frachten im Bergseegebiet stammen zu grossen Teilen aus Gerinnesedimenten – insbesondere aus dem Rüttebach, dessen Sedimente nicht infolge diffuser Quellen, sondern aufgrund der punktuellen Einleitungen der ARA Rütthof markant *P*-angereichert sind – und aus der Ufererosion organischer Böden mit hohem *P*-Gehalt.

6.4 Forschungsbedarf

Neue Fragen ergaben sich z. T. aus den gewonnenen Erkenntnissen; andere Fragen konnten nur bedingt beantwortet werden. Zusammengefasst ergibt sich daraus folgender Forschungsbedarf:

- Erfolgt flächenhaft während des Ereignisses eine Vernetzung von vertikalen Makroporen und lateralen Röhren? Falls ja, in welchen Bodenschichten, bei welcher Austauschintensität zwischen Makroporen und Matrix und unter welchen Sättigungsbedingungen (gesättigt, temporär gesättigt oder ungesättigt) kann ein direkter „Kurzschluss“ von vertikalem Makroporenfluss und lateraler Röhrenfluss entstehen (vertikale-laterale Vernetzung)?
- Sind Infiltration (in Makroporen) und Entwässerung (in Röhren) mit oder ohne Matrixpassage (mit pot. hoher Filterwirkung) gekoppelt? Erfolgt die *P*-Retention vorwiegend bei vertikalem, bei lateralem oder beim Übergang von vertikalem zu lateralem Transport?

⁸Hierzu wäre eine zeitlich und räumlich hoch auflösende Sedimentbeprobung mit gleichzeitiger Kartierung der Sedimentbewegung im Gerinne erforderlich.

- Wo (Bodenhorizont, Ausdehnung und Lage relativ zu Gewässernetz), wann (Zeitpunkt, Dauer, Häufigkeit) und unter welchen Bedingungen erfolgt die Vernetzung lateraler Röhrensysteme zu einem effektiven Entwässerungs- bzw. Transportsystem?
- Wie lang ist die mittlere Verweilzeit im vertikalen (Makroporen) und lateralen Transportsystem (Röhren)? Welche minimale Kontaktzeit – in Bodenmatrix bzw. Makroporen – ist für eine signifikante Sorption von P in Böden erforderlich?
- Sind die Kontaktflächen bzw. die direkte Matrixumhüllung der Makroporen P -angereichert bzw. P -gesättigt? Dieser Punkt ist einerseits für den vorangegangenen Punkt wichtig, andererseits hat er entscheidende Bedeutung für P -Verluste durch Makroporen- bzw. Röhrenerosion.
- Wo (Bodenhorizont, Ausdehnung und Lage relativ zum Gewässernetz), wann (Zeitpunkt, Dauer, Häufigkeit) und unter welchen gebiets- (Klima, Relief, geologische und pedologische Verhältnisse, Landnutzung, Vegetation) und ereignisspezifischen Bedingungen (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Niederschlagsmenge, -intensität und -dauer) bildet sich signifikanter Abfluss bei Hochwasser? Welcher Abflussbildungsprozess dominiert welchen Hochwassertyp (Advektiv-, Konvektiveignisse, Schneeschmelze, etc.)? Diese Frage ist untrennbar mit Mobilisierung (Abflussbildung) und lateralem Transport (Abflusskonzentration) verknüpft und stellt die *hydroökologische Schlüsselfrage* schlechthin dar.
- Unter welchen ereignisspezifischen Randbedingungen (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Niederschlagsmenge, -intensität und -dauer) dominiert welcher laterale Transportpfad die Abflusskonzentration in der topischen, vor allem aber in der chorischen Dimension, d. h. auf Einzugsgebietsebene?
- Welche lateralen Entfernungen können während eines Ereignisses durch *hydrologische Vernetzung* (pot. maximale Stofftransportlänge durch Vernetzung von Makroporen bzw. Röhren) oder durch *hydraulische Vernetzung* (ohne hydrologischen Kurzschluss mit schnellem, direkten Stoffeintrag) überwunden werden? Welche Boden- und Grundwasserspeicher werden bei *hydraulischer Vernetzung* mobilisiert; welche Anteile gelangen dabei aus welcher Entfernung in die Gewässer?
- Sind die aktivierbaren P -Quellen in topischer und chorischer Dimension markant unterschiedlich? Ist die Dominanz von einzugsgebietsgeprägten (Hanghydrotopen), gewässerkorridor geprägten (Kombination Uferzonen-/Hanghydrotop bzw. Auenhydrotop) und gerinnegeprägten P -Quellen (Fluss- und Auenhydrotop) skalenabhängig?

Kapitel 7

Zusammenfassung

Sollen die in der EU-Wasserrahmenrichtlinie (EUROPÄISCHE UNION 2000) definierten Ziele bezüglich der nachhaltigen Verbesserung der Wasserqualität erreicht werden, sind verstärkt Massnahmen zur Verringerung von diffusen Stoffeinträgen notwendig. In den Blickpunkt der Öffentlichkeit gelangen erhöhte diffuse Nährstoffeinträge – in erster Linie Phosphor (P) und Stickstoff (N) – infolge ökologischer Beeinträchtigungen von Gewässern. Seen, bzw. ihr Trophiezustand, spiegeln als natürliche Indikatoren die anthropogene Belastung von aquatischen Systemen wider, indem sie Stoffflüsse einerseits über die Einzugsgebietsfläche integrieren und andererseits über längere Zeiträume bilanzieren. Der Bergsee bei Bad Säckingen ist ein klassisches Beispiel für einen anthropogen eutrophierten See (LESER et al. 1999) und war „See des Anstosses“ für die vorliegende Arbeit, die sich mit dem Thema *hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Südschwarzwald* beschäftigt.

Die innovative Kombination von experimentellen hydrologischen Methoden mit hoch aufgelösten konzentrations- bzw. ereignisorientierten sowie frachtbezogenen Probenahmestrategien lieferte im Bergseegebiet wertvolle Erkenntnisse für das System- und Prozessverständnis von diffusen P -Einträgen. Die angewandten Methoden ermöglichten

- die Identifikation der vorherrschenden Fliesswege bei Hochwasser in praxisnahen Raumeinheiten,
- die Überprüfung des Einflusses dieser schnellen Fliesspfade auf das Transportverhalten unterschiedlicher Nähr- und Schadstoffe und
- ereignisbezogene Untersuchungen von diffusen Eintragspfaden. Die Erfassung bzw. Anwendung von natürlichen (^{18}O), geogenen (SiO_2), konservativen (2H , Uranin) und sorptiven Tracern (P) eröffnete dabei detaillierte Einblicke in das Prozessgeschehen der Feldskala.

Die Kooperation mit Landwirten ermöglichte die Durchführung von praxisorientierten Experimenten auf einem gerinnenahen Flurstück. Die räum-

liche Dimension der Experimente – die *Feldskala* – entspricht so eher der Dimension der zu untersuchenden Naturphänomene als Versuchsparzellen- oder Laborexperimente und ist folglich aussagekräftiger für die Einzugsgebietsebene bzw. das Einzugsgebietsmanagement. Um die Variabilität von Abflussbildungs-, Abflusskonzentrations- und Stofftransportprozessen in Abhängigkeit von ereignisspezifischen Randbedingungen zu erfassen, wurden

- drei Jahre lang Ereignisse zeitlich hoch aufgelöst beprobt (permanent: Abfluss, Leitfähigkeit, *P*-Fraktionen, Silikat; kampagnenartig: Umweltisotope, Schwebstoff, *TOC*, Chlorid, Nitrat),
- die Rahmenbedingungen kontinuierlich erfasst (Nutzung, Düngezeitpunkt, Düngemenge, Niederschlag, Luft-, Wasser- und Bodentemperatur, Grundwasserstand und Abfluss),
- Ereignisse in verschiedenen Teileinzugsgebieten simultan gemessen,
- die *P*-Frachten an zwei Pegeln im Bergsee-Einzugsgebiet anhand von hoch aufgelösten, abflussproportionalen Proben ermittelt,
- ausgewählte Aspekte wie z. B. präferentielle Fließpfade und Fließzeiten im Boden detailliert experimentell untersucht und
- Messungen in verschiedenen räumlichen Dimensionen (Plotskala/Versuchsparzellenebene, Feldskala/Flurstückebene, Einzugsgebietsebene für Gewässer 1., 2. und 3. Ordnung nach STRAHLER 1952, 1964) durchgeführt, um einerseits *skalenspezifische* Prozesse und andererseits *skalenübergreifende* Prozesse zu erfassen und bzgl. ihrer Wirkung bzw. Reichweite abzuschätzen.

Die Dotierung von Gülle mit geeigneten Tracern und ihre Ausbringung mit in der Landwirtschaft üblichen Gerätschaften ermöglichte praxisnahe Experimente zur Identifizierung und Quantifizierung von Stofftransportprozessen. Der beim Gülleexperiment eingesetzte *Tracer Deuterium* (^2H) lieferte zusammen mit der hoch aufgelösten Untersuchung der *P*-Fraktionen in Grund- und Flusswasser wertvolle Informationen über die vorherrschenden Fließpfade und das *P*-Retentionspotential des Bodens. Die flankierende Erfassung von natürlichen (^{18}O) und geogenen Tracern (SiO_2) bei dem direkt an das Experiment anschliessenden Hochwassersereignis ermöglichte wichtige Einblicke in für den Stofftransport elementare hydrologische Prozesse der Abflussbildung und Abflusskonzentration. Der dadurch gewonnene Datensatz aus hoch auflösenden experimentellen Daten und gleichzeitig intensiver Beprobung eines Extremereignisses ist aussergewöhnlich und vor allem hinsichtlich der Abschätzung des Risikos von Direkteinträgen sehr wertvoll.

Im Bergseegebiet stehen aufgrund der Gebietscharakteristika vor allem *P*-Einträge aus Dauergrünland im Mittelpunkt. Bodenerosion spielt infolge des verschwindend geringen Ackeranteils eine untergeordnete Rolle. Die

Schwebstofffrachten sind auch im Hochwasserfall eher niedrig. Die Infiltrationskapazität übersteigt im Regelfall die Niederschlagsintensitäten; Infiltrationsüberschuss spielt folglich bei der Abflussbildung keine Rolle. Der Sättigungsflächenanteil ist aufgrund der Bodeneigenschaften – hohe Infiltrationskapazität, hydraulische Leitfähigkeit und Porenvolumen – recht klein, wenig variabel und vorwiegend auf die organischen Böden der Uferzone begrenzt. Sättigungsflächenabfluss ist nur unwesentlich an der Abflussbildung beteiligt. Selbst der direkt auf das Düngeexperiment im oberen Rüttebachtal folgende Starkniederschlag (84.8 mm/d am 02.06.2004) führte nicht zu messbarem Oberflächenabfluss in der Uferzone; entsprechend sind *P*-Abschwemmung bzw. oberflächlicher Direkteintrag als Eintragspfade von untergeordneter Bedeutung.

Präferentielle Fliesswege im Boden können potentiell ein wichtiger diffuser Eintragspfad für Phosphor aus der Landwirtschaft in die Gewässer sein (*P*-Auswaschung und bodenbürtiger Direkteintrag). Die Abflusskonzentration – und somit auch der laterale Transport wasserbürtiger Stoffe zum Gewässer hin – findet im Bergseegebiet überwiegend im Boden statt. Primäre Abflussbildungsprozesse bei Hochwasser sind schneller lateraler Abfluss im Boden (subsurface storm flow, SSF) und/oder schneller Grundwasserabfluss aufgrund erhöhtem hydraulischen Gradient (groundwater ridging, GWR). Vertikale Makroporen und laterale Röhrensysteme im Boden verbinden sich indirekt – d. h. mit Matrixpassage – zu präferentiellen Fliesswegen und führen zu beschleunigter Infiltration und schneller Entwässerung des Bodens. Der schnelle Transport der Tracer bei den Experimenten belegt die gute *hydrologische Vernetzung*. Bemerkenswert ist der hohe Niederschlagswasseranteil am Abfluss von ca. 60 % beim Ereignis am 02.06.2004, der die Bedeutung von präferentiellen Fliesspfaden an Abflussbildung und Abflusskonzentration unterstreicht. Die Feldexperimente, die Analyse geogener Tracer und die Isotopenuntersuchungen im oberen Rüttebachtal liefern Indizien für folgende *hypothetische Modellvorstellung*:

Je nach Grundwasserstand, Bodenfeuchte, Niederschlagsintensität und Niederschlagsmenge kommt entweder verstärkt Ereigniswasser oder Vorereigniswasser zum Abfluss.

Niedrige Grundwasserstände – mit folglich ausgedehnter ungesättigter Zone – führen in Verbindung mit intensiven Niederschlägen zu erhöhten Ereigniswasseranteilen und überwiegend schnellem lateralem Abfluss im Boden (SSF). Falls das Röhrensystem grösstenteils in der ungesättigten Zone liegt, infiltriert Niederschlagswasser in Makroporen und überbrückt schnell die ungesättigte Zone unter Umgehung der Bodenmatrix. Oberhalb des Grundwasserspiegels bildet sich ein vorübergehend gesättigter Horizont aus Bodenwasser und Niederschlagswasser. Diese kurzfristig gesättigte Zone dehnt sich in Bereiche mit ho-

her lateraler Röhrendichte aus und wird infolge ausgeprägter *hydrologische Vernetzung* durch laterale Röhrensysteme schnell entwässert (kleine, schnell durchflossene Querschnittsfläche).

Bei hohem Grundwasserspiegel liegen diese Röhrensysteme zu grossen Teilen bereits in der gesättigten Zone. Laterale Grobstrukturen im Boden dienen nun der Entwässerung von überwiegend vor dem Niederschlag im Boden gespeichertem Wasser, das durch den Niederschlagsimpuls mobilisiert wird. Selbst ergiebiger Niederschlag führt zu niedrigem Ereigniswasseranteil, da die Vernetzung vorwiegend *hydraulisch* erfolgt; d. h. altes Voreigniswasser der mittelfristig gesättigten Zone wird ausgedrückt (GWR; grosse, langsam durchströmte Querschnittsfläche).

Von zentraler Bedeutung für die *P*-Retention im Boden ist die *Art und Weise der Vernetzung* von beschleunigter Infiltration in vertikalen Makroporen und lateraler Entwässerung in Röhren einerseits sowie die Vernetzung der lateralen Röhrensysteme untereinander andererseits. In beiden Fällen ist eine direkte Verbindung denkbar (preferential flow, PRF). Allerdings scheint für das Bergseegebiet eine indirekte Makroporen-Röhren-Verbindung mit Matrixpassage wahrscheinlicher, da sich so der hohe *P*-Rückhalt im Boden beim Düngeexperiment erklären würde (SSF). Ob bei einer Kontaktzeit von unter 30 min das *P*-Retentionspotential durch Interaktion zwischen Makroporen und Matrix bzw. Röhren und Matrix alleine ausreicht ist fraglich, da der Austausch mit der Bodenmatrix bei so kurzen Verweilzeiten vermutlich stark begrenzt ist.

Für die hohen *P*-Konzentrationen und Frachten im Kopfeinzugsgebiet des Bergsees zeigt sich der Rüttebach verantwortlich. Die starke Zunahme der *P*-Konzentrationen und Frachten bei Hochwasser im begradigten, stark eingeschnittenen Unterlauf des Rüttebachs resultiert aus der Mobilisierung von *P*-angereicherten Bachsedimenten. Die markant erhöhten *P*-Konzentrationen der Gerinnesedimente des Rüttebachs sind Folgen der Einleitungen der Abwasserreinigungsanlage (ARA) Rüttehof. Die hohen *P*-Ereignisfrachten im Bergseegebiet sind in der Mehrzahl der Fälle nicht auf diffuse *P*-Verluste aus der Fläche zurückzuführen, sondern stammen massgeblich aus gerinneinternen Quellen. *Hydrologische Vernetzung* ist folglich notwendige, *nicht* aber hinreichende Bedingung für wasserbürtige diffuse *P*-Verluste aus der Fläche; d. h. auch wenn Ereigniswasser einen hohen Anteil am Gerinneabfluss ausmacht, ist ein hoher *P*-Eintrag *nicht zwingend* – selbst bei Düngung gerinnenaher Wiesen kurz vor bzw. während eines ergiebigen Niederschlagsereignisses.

Kapitel 8

Summary

In order to meet the goals of the Water Framework Directive (WFD) – namely the sustainable improvement of water quality – it is necessary to reduce diffuse nutrient inputs. Diffuse nutrient inputs – primarily of phosphorus (P) and nitrogen (N) – are of public interest due to their negative ecological effects on surface water quality. Lakes, especially their trophic status, are natural indicators reflecting anthropogenic impacts on aquatic systems in that they integrate nutrient inputs spatially over their entire catchment area and over time as well. The "Bergsee" near Bad Säckingen (Southern Black Forest, Germany) is a classic example of anthropogenic eutrophication of a lake. It was the initial "lake of contention" for this work, which is focussing on *hydrologic connectivity and its significance for diffuse nutrient inputs in the Southern Black Forest (Germany)*.

An innovative combination of experimental hydrologic methods and high resolution sampling strategies¹ offered fundamental insights in the system- and process-understanding of diffuse P -inputs from land to water. The applied methods made it possible to

- identify the dominating preferential pathways in management-related scales,
- check the influence of these quick flow paths on delivery mechanisms of nutrients and
- investigate diffuse pathways on a event-orientated basis.

The application and monitoring of natural (^{18}O), geogenic (SiO_2), conservative (2H , Uranine/Fluoresceine) and reactive (respectively sorptive) tracers (P) offered detailed insights in the process understanding of the field scale.

Close cooperation with farmers allowed conducting management-related experiments on entire fields ("field scale"). The spatial dimension of these

¹Concentration- and load-orientated.

experiments is therefore more in agreement with the scale of the natural phenomenon of interest than plot- or lab-experiments. This makes the results more valuable for the catchment scale², but leads to more complex interpretations of the findings due to the greater amount of processes involved. In order to assess the variability of runoff formation, runoff concentration and nutrient transport processes in relation to event specific boundary conditions, the following was conducted:

- 3-year high resolution sampling of (continuously: runoff, electric conductivity, P -fractions, silica; episodically: environmental isotopes, sediment load, TOC, chloride, nitrate),
- monitoring of boundary conditions (land use, timing and amount of fertilizer application, rainfall amount and intensity, air-, water- and soil temperature, groundwater level and discharge),
- simultaneous measurement of events in various scales (from field to catchment scale),
- determination of P -loads based on high resolution flow-proportional sampling at two gauging stations,
- detailed experimental investigation of specific aspects like preferential flow paths or subsurface travelling times and
- measurements at various scales in order to estimate the effects and range of influence of integral and scale specific processes.

The dotation of liquid manure with an adequate tracer and its common agricultural application enabled practice-related experiments for identification and quantification of nutrient transport processes. *Deuterium* (2H) was used as *artificial tracer* in the liquid manure experiment and delivered in combination with high resolution measurements/determination of P -fractions in ground and stream water valuable information on predominant flow paths and P -retention capacity of the soil(s). The additional determination of natural (^{18}O) and geogenic (SiO_2) tracers for storm event following directly after the experiment offered important insights in fundamental hydrologic processes like runoff formation and concentration with high relevance for nutrient transfers. The data set gained thus consisting of intensive experimental sampling and high resolution data of an extreme event is extraordinary and especially valuable in respect to risk assessment for initial losses.

According to its land use patterns, the focus in the Bergsee catchment was on P -loss from permanent grassland. Due to the minimal crop land amount³, soil erosion is negligible. Even during storm runoff sediment and

²And catchment scale predictions.

³Prevailing permanent grassland and forest.

wash load is comparably low. Due to the soil properties – high infiltration capacity, hydraulic conductivity, pore volume – the extend of saturation area is relatively low, with little variation and predominately bound to organic soils in the riparian zone. Saturation overland flow is not contributing significantly to runoff formation. Even the storm immediately after the liquid manure experiment in the upper Rüttebach valley (84 mm/d on 02.06.2004) did not produce notable overland flow in the riparian zone. Consequently, *P*-rainwash⁴ as transport path is of minor importance.

Preferential flowpaths in soils are potentially an important diffuse transport paths for agricultural *P*-losses to surface waters (*P*-leaching/wash out and initial losses). Runoff concentration in the Bergsee catchment – and thereby as well lateral transport of water bound soluble substances to the water course – takes place predominantly in the soil. The primary storm runoff formation process is fast lateral subsurface flow (subsurface stormflow, SSF). Vertical macropores and lateral pipe networks in the soil are connecting in the soil forming preferential flowpaths and results in *hydrologic connectivity* with increased infiltration and rapid drainage of the soil. Depending on the groundwater level, soil moisture content, precipitation intensity and precipitation amount, either event water or pre-event water comprises the bulk of the discharge. In case of high groundwater level the major part of the soil drainage pipe network is situated mainly in the phreatic zone already. In this case the preferential flow paths are for the most part draining old, pre-event water stored in the soil, which is mobilised by the rainfall impulse. If the pipe systems is located mainly in the vadose zone, new event water infiltrates in macropores and quickly brigdes the vadose zone by bypassing the soil matrix. Above the groundwater level a temporarily saturated zone composed of pre-event water and event water is formed and drains quickly in the stream channel through the lateral pipe system.

The fast transport of the tracers in the experiments indicates the good *hydrologic connectivity*. Remarkable is the high event water fraction of about 60 % for the storm on 2 June 2004, which highlights the predominance of preferential pathways with respect to runoff formation and concentration. The field experiments, the analysis of geogenic tracers and the isotope tracer investigations in the upper Rüttebachtal are indicative agruments for the following *hypothesis*:

An extended unsaturated zone – due to low ground water levels – in combination with high rainfall intensities results in high event water fractions and prevailingly preferentially formed discharge, because under these conditions *hydrologic connectivity* takes place in the temporary saturated area (small cross-section with high flux rates/high *hydraulic conductivity*). This temporarily saturated zone increases in areas with high lateral pipe

⁴*P*-losses due to surface flow.

density. In case of high groundwater level even intensive rainfall results in low event water fraction, due to dominating *hydraulic connectivity* – predominately old pre-event water from the mid-term saturated zone is hydraulically mobilised (big/large cross-section with low flux rates/low *hydraulic conductivity*).

Crucial Points for *P*-retention in soils are on one hand the way how preferential infiltration in vertical macropores and lateral drainage in pipes are connecting and how *connectivity* between different pipe networks (inter-pipe system connectivity) is created on the other hand. In both cases a direct link (*direct connectivity*) is possible. But a *non-direct macropore-pipe-connection* with matrix passage seems to be more plausible for the Bergsee catchment, as this would explain the high *P*-retention in the soil for the liquid manure experiment. If a contact time of less than 30 *min* is sufficient for the (high) *P*-retention potential of macropore and soil pipe walls alone is questionable, as the exchange with the soil matrix for such short residence times is (perhaps) strongly limited.

The Rüttebach is the primary source for the high *P*-concentrations and loads in the headwater catchment(s) of the Bergsee. The strong increase of *P*-concentrations and loads in stormflow conditions in the straitend, strongly deep eroded lower part of the Rüttebach results from mobilisation of *P*-enriched river sediments. The significant enriched *P*-concentrations of the river sediments of the Rüttebach is a result of the point source sewage treatment plant Rüttehof. The high *P*-event loads in the Bergsee catchment are in the majority of cases not due to diffuse *P*-losses from agriculture, but are caused mainly from instream sources. *Hydrologic connectivity* is consequently a necessary, but *not sufficient* condition for water bound diffuse *P*-losses from agricultural land. High event water fractions are not definitely leading to high *P*-losses – even in cases of fertilisation of riparian grassland during or shortly after intensive rainfall.

Literaturverzeichnis

- [1] AMOROS, C. & ROUX, A.L. 1988. *Interaction between water bodies within the floodplain of large rivers: function and development of connectivity*. – Münstersche Geographische Arbeiten **29**, 125-130.
- [2] ANDERSON, M.G. & BURT, T.P. 1990. *Subsurface runoff*. – In: ANDERSON, M.G. & BURT, T.P. (Eds.) *Process studies in hillslope hydrology*. Wiley, New York. 365-400.
- [3] ANGIER, J., MCCARTY, W. & PRESTEGAARD, K. 2004. *Hydrology of a first-order riparian zone and stream, mid-Atlantic coastal plain, Maryland*. – J. Hydrol. **303**, 1-18.
- [4] ARMBRUSTER, M., ABIY, M. & FEGER, K.-H. 2003. *The biogeochemistry of two forested catchments in the Black Forest and the eastern Ore Mountains, Germany*. – Biogeochemistry **65**, 341-368.
- [5] ATV-DVWK. 2004. *Signifikante Nährstoffausträge aus der Fläche*. – ATV-DVWK-Themen, Hennef. 1-169.
- [6] BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIBER, R. 2000. *Multivariate Analysemethoden*. – Springer, Berlin. 1-661.
- [7] BAUER, F., KIRSTEN, C. & NEYER, H. 2000. *Abschlussbericht Entwicklungskonzept für den Hopfensee, Landkreis Ostallgäu*. – Wasserwirtschaftamt Kempten, 1-81. [unveröff.]
- [8] BECKER, A. 1992. *Methodische Aspekte der Regionalisierung*. – In: DFG. *Regionalisierung hydrologischer Parameter*. VCH, Weinheim.
- [9] BEHRENDT, H., HUBER, P., OPITZ, D., SCHMOLL, O., SCHOLZ, G. & UEBE, R. 1999. *Nährstoffbilanzierung in den Flußgebieten Deutschlands*. – Forschungsbericht 29625515 (UBA-FB 99-087), Umweltbundesamt, Berlin. 1-288.
- [10] BESTON, R.P. 1964. *What is watershed runoff?* – J. of Geophys. Res. **69**, 1541-1552.
- [11] BEVEN, K., HEATHWAITE, L., HAYGARTH, P., WALLING, D., BRAZIER, R. & WITHERS, P. 2005. *On the concept of delivery of sediment and nutrients to stream channels*. – Hydrol. Process. **19**, 551-556.

- [12] BEVEN, K. 1991. *Scale considerations*. – In: BOWLES, D.S. & O'CONNELL, P.E. (Eds.). *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*. Kluwer, Dordrecht. 357-371.
- [13] BEVEN, K. & GERMANN, P. 1982. *Macropores and water flow in soils*. – *Water Resour. Res.* **18**, 1311-1325.
- [14] BIEHLER, D. 1995. *Kluftgewässer im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwalds - Ergebnisse von Untersuchungen in Stollen*. – Diss. Univ. Tübingen. 1-103.
- [15] BISCHOFF, C. 2004. *Der Obere Hotzenwald: Lage, Entstehung, Naturraum*. – In: LfU (Hrsg.) *Wälder, Weiden, Moore - Naturschutz und Landnutzung im Oberen Hotzenwald*. Regionalkultur, Heidelberg. 35-46.
- [16] BISHOP, K.H. 1991. *Episodic increase in stream acidity, catchment flow pathways and hydrograph separation*. – Ph.D. thesis, Univ. Cambridge. 1-158.
- [17] BLOCH, D. & KÄSS, G. 2004. *Das unterirdische Moorabflußsystem im Gründlenried (Lkrs. Ravensburg)*. – Jh. Landesamt f. Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg **40**, 143-175.
- [18] BLÖSCHL, G. & SIVAPALAN, M. 1995. *Scale issues in hydrological modelling: a review*. – *Hydrol. Process.* **9**, 217-275.
- [19] BORK, H.R. 1992. *Regionalisierung bodenhydrologischer Parameter und Zustandsvariablen*. – In: KLEEBERG, H.B. (Hrsg.) *Regionalisierung in der Hydrologie*, DFG Mitt. **XI**, VCH, Weinheim. 202-220.
- [20] BRAMMER, D.D. & McDONNELL, J.J. 1996. *An evolving perceptual model of hillslope flow at the Maimai catchment*. – In: ANDERSON, M.G. & BROOKS, S.M. (Eds.) *Advances in hillslope processes* **1**, 35-60.
- [21] BRAUKMANN, U. 2001. *Fließgewässerbewertung gemäß Wasserrahmenrichtlinie aus gewässerzoologischer Sicht*. – In: *Gewässerbewertungen, Fachkoll. 2001*, Landesumweltamt (LUA) NRW, Düsseldorf (Hrsg.) 1-23.
- [22] BRAUN, M., KOPSE-ROLI, D. & PRASUHN, V. 1997. *Verminderung des Nährstoffeintrags in die Gewässer durch Massnahmen in der Landwirtschaft*. – BUWAL (Hrsg.) *Schrift. Umwelt* **293**, 1-100.
- [23] BRAUN, M., HURNI, P. & ALBERTINI, N. 1993. *Abschwemmung von Phosphor auf Grasland an zwei verschiedenen Standorten im Einzugsgebiet des Sempacher Sees*. – *Landwirtschaft Schweiz* **6**, 615-620.
- [24] BRAUN, M., FREY, M., HURNI, P. & SIEBER, U. 1991. *Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer im Rheineinzugsgebiet der Schweiz unterhalb der Seen*. – *Interner Bericht FAC Liebefeld und BUWAL*, Bern. 1-87.
- [25] BRIEM, E. 2003. *Gewässerlandschaften der BRD*. – ATV-DVWK (Hrsg.), Hennef. 1-293.

- [26] BRIEM, E. 2002. *Formen und Strukturen der Fließgewässer*. – ATV-DVWK (Hrsg.), Hennef. 1-135.
- [27] BRINSON, M.M. 1988. *Strategies for assessing the cumulative effects of wetland alteration on water quality*. – Environ. Manage. **12**, 655-662.
- [28] BUCKSTEEG, W. 1969. *Charakteristik und Behandlung des Abwassers*. – In: Handbuch der Lebensmittelchemie Bd. VIII/2: Wasser u. Luft. Springer, Berlin. 471-496.
- [29] BUTTLE, J.M. 1994. *Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins*. – Progress in Phys. Geogr. **18**, 16-41.
- [30] BUTTLE, J.M. & PETERS, D.L. 1997. *Inferring hydrological processes in a temperate basin using isotopic and geochemical hydrograph separation: a re-evaluation*. – Hydrol. Process. **11**, 557-573.
- [31] BUWAL (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft), 1997. *Verlagerung gelöster Stoffe durch den Boden ins Grundwasser*. – Schriftenreihe Umwelt **349**. 1-47.
- [32] BWG (Bundesamt für Wasser und Geologie), 2002. *Praxishilfe: Einsatz künstlicher Tracer in der Hydrogeologie*. – Berichte des BWG, Serie Geologie **3**. 1-75.
- [33] CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. 1988. *Applied hydrology*. – 2nd Ed. McGraw-Hill, New York. 1-572.
- [34] CHRISTEN, A., LESER, H. & WÜTHRICH, C. 1998. *Zwischenbericht Bergsee Bad Säckingen: Die Limnoökologische Situation*. – Basel. 1-85. [Als Manuskript veröffentlicht.]
- [35] CORNISH, P.S., HALLISSEY, R. & HOLLINGER, E. 2002. *Is a rainfall simulator useful for estimating phosphorus runoff from pastures - a question of scale dependency?* – Aust. J. Soil Res. **42**, 953-959.
- [36] CRAIG, H. 1961. *Isotope variations in meteoric waters*. – Science **133**, 1702-1703.
- [37] CRAIG, H. & GORDON, L. 1965. *Deuterium and oxygen-18 in the ocean and the marine atmosphere*. – In: TONGIORGI, E. (Ed.) *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Spoleto 1965. 9-130.
- [38] DAANSKARD, W. 1964. *Stable isotopes in precipitation*. – Tellus **16**, 436-468.
- [39] DAWSON, T.E. & EHRLINGER, J.R. 1998. *Plants, isotopes and water use: a catchment-scale perspective* – In: KENDALL, C & McDONNELL, J.J. (Eds.) 1998. *Tracers in catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam. 165-202.
- [40] DIDSZUN, J. 2004. *Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung*. – Freiburger Schrift. z. Hydrol. **19**, 1-221.
- [41] DIN 4049-1 (Deutsches Institut für Normung e.V.), 1992. *Hydrologie – Grundbegriffe*. – Beuth, Berlin. 1-12.

- [42] DIN 4049-2 (Deutsches Institut für Normung e. V.), 1990. *Hydrologie – Begriffe der Gewässerbeschaffenheit*. Beuth, Berlin. 1-25.
- [43] DIN 4049-3 (Deutsches Institut für Normung e. V.), 1994. *Hydrologie – Begriffe zur Quantitativen Hydrologie*. – Beuth, Berlin. 1-33.
- [44] DJODJIC, F., BÖRLING, K. & BERGSTRÖM, L. 2004. *Phosphorus leaching in relation to soil type and soil phosphorus content*. – J. Env. Qual. **33**, 678-684.
- [45] DOUGHERTY, W.J., FLEMING, N.K., COX, J.W. & CHITTLEBOROUGH, D.J. 2004. *Phosphorus transfer in surface runoff from intensive pasture systems at various scales: a review*. – J. Env. Qual. **33**, 1973-1988.
- [46] DUNNE, T. 1978. *Field studies of hillslope flow processes* – In: KIRKBY, M.J. (Ed.) *Hillslope hydrology*. Wiley-VCH, Chichester. 227-294.
- [47] DUSSCHNEIDER, H. 1988. *Untersuchung des Einsatzes von Tensiometern zur Erfassung der Sickerwasserbewegung in der ungesättigten Zone – Untersuchungen im Testfeld Lindau (Schwarzwald)*. – Dipl. Univ. Karlsruhe. 1-77.
- [48] DYCK, S. & PESCHKE, G. 1995. *Grundlagen der Hydrologie*. – 3. Aufl., Verlag für Bauwesen, Berlin. 1-536.
- [49] DYCK, S. 1980. *Angewandte Hydrologie. Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse*. – 2. Aufl., Verlag für Bauwesen, Berlin. 1-476.
- [50] ECKHARDT, K. 2005. *How to construct recursive digital filters for baseflow separation*. – Hydrol. Process. **19**, 507-515.
- [51] EISELE, M. & LEIBUNDGUT, C. 2006. *Hydrologische Güte: Ein Beitrag zur erweiterten Bewertung von Flusseinzugsgebieten im Gewässerschutz*. – Freiburger Schrift. z. Hydrol. **21**, 1-87.
- [52] EISELE, M. 2003. *Stoffhaushalt und Stoffdynamik in Flusseinzugsgebieten: Ein Beitrag zum Bewertungsverfahren "Hydrologische Güte"*. – Freiburger Schrift. z. Hydrol. **18**, 1-183.
- [53] EGGESTAD, H., DEELSTRA, J. & VAGSTAD, N. 1994. *Stofftransport og prøvetaking i nedborfelt*. – Technical Report 1994/24, Jorsforsk, 67-72.
- [54] EUROPÄISCHE UNION 2000. *Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik*. – Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaft **L 327**. 1-62.
- [55] FEGER, K.H. 2003. *Pedologische und geomorphologische Bedingungen Prozessdynamik in Wassereinzugsgebieten: Bedeutung für den modernen Gewässerschutz*. – In: LORZ, C. & HAASE, D. (Hrsg.) *Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten - Beiträge zur EU-WRRL und Fallbeispiele*. GUG-Schriftenreihe "Geowissenschaften + Umwelt". Springer, Berlin. 3-6.
- [56] FREDE, H.-G. & BACH, M. 1996. *Landschaftsstoffhaushalt*. – In: BLUME, H.-P. (Hrsg.) *Handbuch der Bodenkunde*. Ecomed, Landsberg. 1-34.

- [57] FREER, J., McDONNELL, J., BEVEN, K., PETERS, N., BURNS, D., HOOPER, R., AULENBACH, B. & KENDALL, C. 2002. *The role of bedrock topography on subsurface storm flow*. – Water Resour. Res. **38**, 1269-1284.
- [58] GÄCHTER, R., NAGATIAH, J.M. & STAMM, C. 1998. *Transport of phosphate from soil to surface waters by preferential flow*. – Env. Sci. & Tech. **32**, 1865-1869.
- [59] GÄCHTER, R., MARES, A., STAMM, C., KUNZE, U. & BLUM, J. 1996. *Dünger düngt Sempachersee*. – Agrarforschung **3**, 329-332.
- [60] GERMANN, P.F. 1986. *Rapid drainage response to precipitation*. – Hydrol. Process. **1**, 1-13.
- [61] GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. 1991. *Geologie von Baden-Württemberg*. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 1-482.
- [62] GIBSON, C.E., WU, Y. & PINKERTON, D. 1995. *Substance budgets of an upland catchment: the significance of atmospheric phosphorus inputs*. – Freshw. Biol. **33**, 385-392.
- [63] GILLINGHAM, A.G., THORROLD, B.S., WHEELER, D.M. & RODDA, H. 1998. *New Zealand experience in measuring, modelling and managing sources of phosphorus in catchment runoff*. – In: FAY, R.H. & DILS, R. (Eds.) Practical and innovative measures for the control of agricultural phosphorus losses to water. OECD Workshop, Greenmount College.
- [64] GORDON, N.D., MCMAHON, T.A. & FINLAYSON, B.L. 2004. *Stream hydrology – an introduction for ecologists*. – Wiley-VCH, Hoboken. 1-429.
- [65] GRIMM, B. & PRIER, H. 1997. *Untersuchungen über das Schüttungsverhalten von grundgebirgsquellen des südlichen Schwarzwalds*. – In: Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg **36**, 215-262.
- [66] GUEBERT, M.D. & GARDNER, T.W. 2001. *Macropore flow on a reclaimed surface mine: infiltration and hillslope hydrology*. – Geomorphology **39**, 151-169.
- [67] GUTKNECHT, D. 1996. *Abflussentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen*. – Österr. Wasser- u. Abfallw. **48**, 134-144.
- [68] HARDEN, H., CHANTON, J., ROSE, J., JOHN, D. & HOOKS, M. 2003. *Comparison of sulfur hexafluoride, fluorescein and rhodamine dyes and the bacteriophage PRD-1 in tracing subsurface flow*. – J. Hydrol. **277**, 100-115.
- [69] HAVLIK, D. 1982. *Klima*. – In: Der Feldberg im Schwarzwald. Die Natur- und Landschaftsschutzgebiete Baden-Württembergs **12**, 1-636.
- [70] HAYGARTH, P., TURNER, B., FRASER, A., JARVIS, S., HARROD, T., NASH, D., HALLIWELL, D., PAGE, T. & BEVEN, K. 2004. *Temporal variability in phosphorus transfers: classifying concentration-discharge event dynamics*. – Hydrol. Earth Sys. Sci. **8**, 88-97.

- [71] HAYGARTH, P.M. & JARVIS, S.C. 1999. *Transfer of phosphorus from agricultural soils*. – Ad. in Agr. **66**, 195-249.
- [72] HAYGARTH, P.M. & SHARPLEY, A.N. 1999. *Terminology for phosphorus transfer*. – J. Env. Qual. **29**, 10-15.
- [73] HAYGARTH, P.M., HEPWORTH, L., JARVIS, S.C. 1998. *Forms of phosphorus in hydrological pathways from soil under grazed grassland*. – Euro. J. Soil Sci. **49**, 65-72.
- [74] HEATHWAITE, A.L. & DILLS, R.M. 2000. *Characterising phosphorus loss in surface and subsurface hydrological pathways*. – Sci. of tot. Env. **251**, 523-538.
- [75] HEATHWAITE, A.L. 1998. *Sources and pathways of phosphorus loss from agriculture*. – In: TUNNEY, H. CARTON, O.T., BROOKS P.C. & JOHNSTON, A.E. (Eds.) Phosphorus loss from soil to water. CAB Int., Wallingford. 205-223.
- [76] HEATHWAITE, A.L. & JOHNES, P.J. 1996. *The contribution of nitrogen species and phosphorus fractions to stream water quality in agricultural catchments*. – Hydrol. Process. **10**, 971-983.
- [77] HECKRATH, G., BROOKES, P.C., POULTON, P.R. & GOULDING, K.W. 1995. *Phosphorus leaching from soils containing different phosphorus concentrations in the Broadbalk experiment*. – J. Env. Qual. **24**, 904-910.
- [78] HERRMANN, A., SCHÖNINGER, M. & ZAVILEISKY, S. 1997. *Abflußbildungsmechanismen am Beispiel kleiner mitteleuropäischer Fest- und Lockersteinsinzugsgebiete*. – In: SCHMITZ, H.G. (Hrsg.) Modellierung in der Hydrologie. TU Dresden, 201-214.
- [79] HEWLETT, J.D. 1982. *Principles of forest hydrology*. – Athens. niv. Georgia Press.
- [80] HEWLETT, J.D. & TROENDLE, C.A. 1975. *Nonpoint and diffused water sources: A variable source area problem*. – In: Proc. Sym. watershed management, Am. Soc. Civil Engineers, New York. 21-46.
- [81] HEWLETT, J.D. & HIBBERT, A.R. 1967. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas*. – In: SOPPER, W.E. & LULL, H.W. (Eds.) Forest hydrology. Pergamon, New York. 275-290.
- [82] HILDEBRAND, H. & KERN, K. 1989. *Ermittlung des Wasserkraftpotentials für grosse Regionen am Beispiel von Baden-Württemberg*. – Wasserwirtschaft **79**, 562-567.
- [83] HILL, A.R., DEVITO, K.J., CAMPAGNOLA, S. & SANMUGADAS, K. 2000. *Subsurface denitrification in a forest riparian zone: interaction between hydrology and supplies of nitrate and organic carbon*. – Biogeochem. **51**, 193-223.
- [84] HOEFS, J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* – 3. Aufl. Springer, Berlin. 1-236.

- [85] HOEG, S., UHLENBROOK, S & LEIBUNDGUT, CH. 2000. *Hydrograph separation in a mountain catchment – combining hydrochemical and isotope tracers.* – Hydrol. Process. **14**, 1199-1216.
- [86] HOLDEN, J. & BURT, T.P. 2002. *Piping and pipeflow in a deep peat catchment.* – Catena **48**, 163-199.
- [87] HOLDEN, J. 2005. *Controls of soil pipe frequency in upland blanket peat.* – J. Geophys. Res. **110**, 22-29.
- [88] HÖLL, K. 2002. *Wasser - Untersuchung, Beurteilung, Aufbereitung, Chemie, Bakteriologie, Virologie, Biologie.* – 8. Aufl. de-Gruyter, Berlin. 1-955.
- [89] HOOPER, R.P. & SHOEMAKER, C.A. 1986. *A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation.* – Water Resour. Res. **22**, 1444-1454.
- [90] HOOPER, R.P., CHRISTOPHERSEN, N. & PETERS, J. 1990. *Modelling stream water chemistry as a mixture of soilwater end-members - an application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA.* – J. Hydrol. **116**, 321-343.
- [91] HOOPER, R.P. 2001. *Applying the scientific method to small catchment studies: a review of the Panola Mountain experience.* – Hydrol. Process. **15**, 2039-2050.
- [92] HORTON, R.E. 1933. *The role of infiltration in the hydrological cycle.* – Transaction AGU **14**, 446-460.
- [93] HUBER, D.M. & HUBER-ALEFFI, A. 1984. *Das Kristallin des Südschwarzwaldes.* – Techn. Ber. NAGRA **84-30**, 1-226.
- [94] HÜTTER, L.A. 1988. *Wasser und Wasseruntersuchung.* – 3. Aufl. Diesterweg, Frankfurt. 1-443.
- [95] IHP/OHP (Internationales Hydrologische Programm der UNESCO, Operationelles Hydrologisches Programm der WMO in der BRD), 1985. *Empfehlung für die Auswertung der Messergebnisse von kleinen hydrologischen Untersuchungsgebieten.* IHP/OHP-Berichte. **5**. – Dt. IHP/OHP-Nationalkomitee, Koblenz. 1-93.
- [96] IRVINE, K., COULTER, B., KURZ, I. & TUNNEY, H. 2002. *Export of phosphorus loas from grassland catchments in the Republic of Ireland.* – In: KRONVANG, B. (Ed.) Diffuse phosphorus losses at catchment scale. Proc. Working group 3, COST 832, 27-31.
- [97] JELINEK, S., KLUGE, W. & WILDMOSER, P. 1999. *Über das Abflußverhalten kleiner Einzugsgebiete in Norddeutschland.* – Hydrol. u. Wasserbew., **43**, 3-17.
- [98] JONES, J.A. & CONNELLY, L.J. 2002. *A semi-distributed simualtion model for natural pipeflow.* – J. of Hydrol. **262**, 28-49.
- [99] JONES, J.A. 1971. *Soil piping and stream channel initiation.* – Water Resour. Res. **7**, 602-610.

- [100] KÄSS, W. 1992. *Geohydrologische Markierungstechnik – Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9.* – Bornträger, Berlin. 1-519.
- [101] KATTERFELD, C. (in Vorb.) *Die Bedeutung von Bachsedimenten im Phosphorhaushalt zweier Kleineinzugsgebiete im Tafeljura und im Südschwarzwald* – Diss. Univ. Basel.
- [102] KENDALL, C. & McDONNELL, J.J. 1998. *Isotope tracers in catchment hydrology.* – Elsevier, Amsterdam. 1-839.
- [103] KENNEDY, V.C. 1971. *Silica variation in streamwater with time and discharge.* – Adv. in Chem. Series **106**, 106-130.
- [104] KENNEDY, V.C., KENDALL, C., ZELLWEGER, T.A., WEYERMAN, R. & AVANZINO, J. 1986. *Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes - Mattole river basin, California.* – J. of Hydrol. **84**, 107-138.
- [105] KIRCHNER, J.W. 2003. *A double paradox in catchment hydrology and geochemistry.* – Hydrol. Process. **17**, 871-874.
- [106] KLEIN, G. 1994. *Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeformationen – Entwicklung eines geoökologischen Modells zur routinemäßigen Ableitung hochauflösender Niederschlagskarten.* – Diss. Univ. Freiburg. 1-112.
- [107] KOCH, K. 2004. *Application of electrical resistivity tomography (ERT) together with tracer data to identify hydrological process areas at a surface/groundwater test site, St. Wilhelm, Black Forest Mountains, Germany.* – Dipl. Univ. Freiburg. 1-88. [unpubl.]
- [108] KOCH, R., RITTER, M., SPICHTIG, B., MEIER, R., DEGEN, M. & CHAM, S.H. 2005. *The influence of spatial heterogeneity and land use on soil water infiltration on the Swiss Jura Plateau - Results from dye tracer and infiltration experiments.* – Die Erde **136**, 223-243.
- [109] KOCH, R. (in Vorb.) *Uferzonen kleiner Flusseinzugsgebiete der Region Basel - Geoökologische Prozesse, Stoffhaushalt und Funktionen.* – Diss. Univ. Basel.
- [110] KÖNIGER, P. 2003. *Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung.* – Freiburger Schrift. z. Hydrol. **16**, 1-89.
- [111] KONOLD, W., SCHWINEKÖPER, K., SEIFFERT, P., RECK, H., BRÄUNICKE, M., HERMANN, G., KAPPUS, B. & PEISSNER, T. 1994. *Durchführbarkeitsstudie Heidenwuh – Teil I.* – Gutachten Stadt Bad Säckingen. 1-205.
- [112] KRONVANG, B. & BRUHN, A.J. 1996. *Choice of sampling strategy and estimation method when calculating nitrogen and phosphorus transport in small lowland streams.* – Hydrol. Process. **10**, 1483-1501.
- [113] KUNZ, M. 2002. *Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen.* – Diss. Univ. Karlsruhe. 1-170.

- [114] KURZ, J., COXON, C. & TUNNEY, H. 1998. *Phosphorus export with overland flow from agricultural grassland*. – In: FAY, R.H. & DILS, R. (Eds.) *Practical and innovative measures for the control of agricultural phosphorus losses to water*. OECD workshop, Greenmount College.
- [115] LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser), 2003. *Ermittlung von Stofffrachten in Fließgewässern*. – LAWA (Hrsg.), Bonn. 1-62.
- [116] LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser), 2000. *Gewässerstrukturgütekartierung in der BRD*. – LAWA (Hrsg.), Bonn. 1-163.
- [117] LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser), 1994. *Richtlinie für die Aufstellung des Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuchs*. – 3. Aufl. LAWA (Hrsg.), Bonn. 1-56.
- [118] LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser), 1993. *Pegelvorschrift: Anlage D – Richtlinie für das Messen und Ermitteln von Abflüssen und Durchflüssen*. – LAWA (Hrsg.), Bonn. 1-94.
- [119] LAZZAROTTO, P., STAMM, C., PRASUHN, V. & FLÜHLER, H. 2006. *A parsimonious soil-type based rainfall-runoff model simultaneously tested in four small agricultural catchments*. – J. Hydrol. **321**, 21-38.
- [120] LAZZAROTTO, P., PRASUHN, V., BUTSCHER, E., CRESPI, C., FLÜHLER, H. & STAMM, C. 2005. *Phosphorus export dynamics from two Swiss grassland catchments*. – J. Hydrol. **304**, 139-150.
- [121] LAZZAROTTO, P. 2004. *Modeling phosphorus runoff at catchment scale*. – Diss. ETH Zürich **15857**, 1-143.
- [122] LEIBUNDGUT, C., UHLENBROOK, S., McDONNELL, J.J. 2001. *Runoff generation and implications for river basin modelling*. – Freiburger Schrift. z. Hydrol. **13**, 1-401.
- [123] LEIBUNDGUT, C. 1990. *Das Aufdecken von Stofftransportbahnen mit Hilfe der Tracertechnik*. – Dt. Geographentag **47**, Saarbrücken. 92-97.
- [124] LESER, H. 2005. *Ökologische Problemzonen und nachhaltige Landschaftsnutzung*. – In: COLANTONIO, R. & TOBIAS, K. (Eds.) *La cultura del paesaggio. Le sue origini, la situazione attuale e le prospettive future*. Giardini e Paesaggio **13**, Firenze. 213-228.
- [125] LESER, H. & SCHNEIDER-SLIWA, R. 2003. *Der Hotzenwald und der Raum Säckingen - Forschungen der Geographie Basel – Regio Basiliensis* **44**, 193-204.
- [126] LESER, H., CHRISTEN, A. & WÜTHRICH, C. 1999. *Der Bergsee Bad Säckingen vor der Jahrtausendwende: Ein limno- und landschaftsökologisches Gutachten*. – Basel. 1-33. [Als Manuskript veröffentlicht.]
- [127] LESER, H. 1997. *Landschaftsökologie - Ansatz, Modelle, Methoden, Anwendung*. – 4. Aufl. Ulmer, Stuttgart. 1-644.

- [128] LESER, H. 1985a. *Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:100'000 der BRD. GMK 100, Blatt 2, C8310 Freiburg-Süd.* – Berlin. 1-94.
- [129] LESER, H. 1985b. *Geomorphologischen Karte 1:100'000 der BRD. GMK 100, Blatt 2, C8310 Freiburg-Süd.* – Berlin.
- [130] LESER, H. 1979a. *Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25'000 der BRD. GMK 25, Blatt 4, C8313 Wehr.* – Berlin. 1-60.
- [131] LESER, H. 1979b. *Geomorphologischen Karte 1:25'000 der BRD. GMK 25, Blatt 4, C8313 Wehr.* – Berlin.
- [132] LEVIN, S.A. 1974. *Dispersion and population interactions.* – Am. Naturalist **108**, 207-228.
- [133] LEXER, M. 1920. *Mittelhochdeutsches Taschenwörterbuch.* Hirzel, Leipzig. 1-413.
- [134] LfU (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg) (Hrsg.), 2004. *Wälder, Weiden, Moore - Naturschutz und Landnutzung im oberen Hotzenwald.* – Regionalkultur, Rastatt. 1-440.
- [135] LfU (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg), 2002a. *Arbeitsanleitung: Aufbereitung von Wasserstandsdaten.* – Karlsruhe. 1-74.
- [136] LfU (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg), 2002b. *Arbeitsanleitung: Vom Wasserstand zum Durchfluss.* – Karlsruhe. 1-64.
- [137] LfU (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg), 2002c. *Arbeitsanleitung: Durchflussermittlung mit der Salzverdünnungsmethode.* – Karlsruhe. 1-66.
- [138] LfU (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg), 1999. *Hochwasserabflusswahrscheinlichkeit in Baden-Württemberg.*
- [139] LIEDTKE, H. 1994. *Namen und Abgrenzungen von Landschaften in der Bundesrepublik Deutschland.* – In: Forschungen zur deutschen Landeskunde **239**, Trier. 1-136 + Kartenbeilage.
- [140] LIEHL, E. & SICK, W.D. 1980. *Der Schwarzwald.* – Beiträge zur Landeskunde. Konkordia, Bühl. 1-576.
- [141] LINDENLAUB, M. 1998. *Abflusskomponenten und Herkunftsräume im Einzugsgebiet der Brugga.* – Diss. Univ. Freiburg. 1-122.
- [142] MACARTHUR, R.H. & WILSON, E.O. 1967. *The theory of island biogeography.* – Princeton Univ. Press, Princeton.
- [143] MAIDMENT, D.R. (Ed.), 1993. *Handbook of Hydrology.* – McGraw-Hill, New York. 1-429.
- [144] MATTHESS, G. 1990. *Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 2.* – 2. Aufl. Bornträger, Berlin. 1-498.

- [145] McDONNELL, J.J. 1990. *A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment*. – Water Resour. Res. **26**, 2821-2832.
- [146] MCGLYNN, B.L., McDONNELL, J.J., SEIBERT, J. & KENDALL, C. 2004. *Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations*. – Water Resour. Res. **40**, 1029-1042.
- [147] MCGLYNN, B.L., McDONNELL, J.J., STEWART, M. & SEIBERT, J. 2003. *On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time*. – Hydrol. Process. **17**, 175-181.
- [148] MCGLYNN, B.L. & McDONNELL, J.J. 2003. *Role of discrete landscape units in controlling catchment dissolved organic carbon dynamics*. – Water Resour. Res. **39**, 1090-1106.
- [149] MCGLYNN, B.L., McDONNELL, J.J. & BRAMMER, D.D. 2002. *A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand*. – J. Hydrol. **257**, 1-26.
- [150] MCGUIRE, K.J., McDONNELL, J.J., WEILER, M., KENDALL, C., MCGLYNN, B.L., WELKER, J.M. & SEIBERT, J. 2005. *The role of topography on catchment-scale water residence time*. – Water Resour. Res. **41**, 1029-1042.
- [151] MEISSNER, R. 2005. *Methoden und Geräte zur Quantifizierung von diffusen Stoffeinträgen in Gewässer*. – Wasserwirtschaft 11/2005, 33-38.
- [152] MELLERT, J. 1989. *Untersuchungen der Niederschlags-Abfluß-Grundwasserstand-Beziehungen sowie hydrochemischer und hydraulischer Parameter im Gewann Etziboden*. – Dipl. Univ. Karlsruhe. 1-60.
- [153] MERRIAM, G. 1984. *Connectivity: a fundamental ecological characteristic of landscape pattern*. – Proc. Int. Assoc. Landscape Ecology **1**, 5-15.
- [154] METEO FRANCE. 1994. *Cumul des precipitations en mm: mediane annuelle*. – Strasbourg.
- [155] METZ, R. 1980. *Geologische Landeskunde des Hotzenwalds*. – Schauenburg, Lahr. 1-1116 + Kartenteil.
- [156] MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. (Hrsg.) 1956. *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands*. – 3. Lieferung. Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen.
- [157] MODESTI, J. 2004. *P-, N-, DOC-Dynamik in Böden des Basler Landes*. – Dipl. Univ. Halle-Wittenberg. 1-84.
- [158] MOHR, B. 1997. *Bodennutzung und Viehwirtschaft in Südbaden*. In: MÄCKEL, R. & METZ, B. (Hrsg.) *Schwarzwald und Oberrheintiefland - Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau*. – Freiburger Geogr. Hefte **36**, 213-226.
- [159] MOSER, H. & RAUERT, W. 1980. *Isotopenmethoden in der Hydrologie*. – Bornträger, Stuttgart. 1-400.

- [160] MOSIMANN, T. 1984. *Methodische Grundprinzipien für die Untersuchung von Geoökosystemen in der topologischen Dimension*. – In: Geomethodica, Basler Geometh. Coll. **9**, 31-65.
- [161] MOSIMANN, T. 1985. *Untersuchungen zur Funktion subarktischer und alpiner Geoökosysteme, Finnmark (Norwegen) und Schweizer Alpen*. – Physiogeographica, Basler Beiträge zur Physiogeogr. **7**, 1-490.
- [162] MOSLEY, M.P. 1979. *Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand*. – Water Resour. Res. **15**, 795-806.
- [163] NASH, D., HALLIWELL, D. & COX, J. 2002. *Hydrological mobilisation of pollutants at the field/slope scale*. – In: HAYGARTH, P.M. & JARVIS, S.C. (Eds.) Agriculture, hydrology and water quality. CAB Int., Wallingford. 225-242.
- [164] NEUDECKER, A. 2002. *Aspekte des Kulturlandschaftswandels des Hotzenwalds seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert* – Regio Basiliensis **43**, 67-78.
- [165] NIPPES, R. 1997. *Gewässer und Wasserhaushalt im Schwarzwald*. – In: MÄCKEL, R. & METZ, B. (Hrsg.) Schwarzwald und Oberrheintiefland – Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau. Freiburger Geogr. Hefte **36**, 125-136.
- [166] NOGUCHI, S., TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R.C. & HOSODA, I. 2001. *Sub-surface runoff characteristics from a forested hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan*. – Hydrol. Process. **15**, 2131-2149.
- [167] NOGUCHI, S., TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R.C. & HOSODA, I. 1999. *Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment*. – Soil Sci. Soc. of Am. J. **63**, 1413-1423.
- [168] OTTO, A. & BRAUKMANN, U. 1983. *Gewässertypologie im ländlichen Raum*. – Schriftenreihe des Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Reihe A (Angewandte Wissenschaft) **288**. Münster-Hiltrup. 1-324.
- [169] OTTO, A. 1991. *Grundlagen einer morphologischen Typographie der Bäche*. – Mitt. d. Inst. f. Wasserb. und Kulturtech., Univ. Karlsruhe **180**, 1-94.
- [170] PAGE, T., HAYGARTH, P.M., BEVEN, K.J., JOYNES, A., BUTLER, T., KEELER, C., FREER, J., OWENS, P.N. & WOOD, G.A. 2005. *Spatial variability of soil phosphorus in relation to the topographic index and critical source areas*. – J. Env. Qual. **34**, 2263-2277.
- [171] PARLOW, E. & ROSNER, H-J. 1997. *Klima am südlichen Oberrhein*. – In: MÄCKEL, R. & METZ, B. (Hrsg.) Schwarzwald und Oberrheintiefland – Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau. Freiburger Geogr. Hefte **36**, 111-124.
- [172] PEPPLER, W. 1922. *Die Niederschlagsverhältnisse in Baden auf Grund 30-jähriger Beobachtungen von 1888-1917*. – Veröffentlichung der Badischen Landeswetterwarte **2**. Karlsruhe. 1-16.

- [173] PEPPLER, W. 1933. *Niederschlagskarte von Baden - 40-jährige Niederschlagsmittel 1888-1927*. – Veröffentlichung der Badischen Landeswetterwarte **20**. Karlsruhe.
- [174] PETERS, N.E., RATCLIFFE, E.B. & TRANTER, M. 1998. *Tracing solute mobility at the Panola Mountain research watershed, Georgia, USA: variations in Na^+ , Cl^- and H_4SiO_4 concentrations*. – Proc. Headwater'98, Meran, Italy. IAHS Publ. No. **248**, 483-490.
- [175] PETERS, D.L., BUTTLE, J.M., TAYLOR, C.H. & LAZERTE, B.D. 1995. *Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian Shield basin*. – Water Resour. Res. **31**, 1291-1304.
- [176] PETERSON, B., WOLLHEIM, W., MULHOLLAND, P., WEBSTER, J., MEYER, J., TANK, J., MARTI, E., BOWDEN, W., VALETT, H., HERSHEY, A., McDOWELL, W., DODDS, W., HAMILTON, S., GREGORY, S. & MORALL, D. 2001. *Control of nitrogen export from watersheds by headwater streams*. – Science **292**, 86-90.
- [177] PHILIPPSDOTTIR, S.M. 2002. *The bumblin - phenomenon of natural beauty*. – J. Nat. Beau. **0110**, 2002-2107.
- [178] PINDER, G.F. & JONES, J.F. 1969. *Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff*. – Water Resour. Res. **3**, 438-445.
- [179] PRASUHN, V. 1999. *Phosphor und Stickstoffeinträge aus diffusen Quellen im Einzugsgebiet des Bodensees 1996/97*. – Ber. Int. Gewässerschutzkomm. Bodensee **51**, 1-84.
- [180] PRASUHN, V. & HURNI, P. 1999. *Abschätzung der Stickstoff- und Phosphorverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer und Massnahmen zu deren Verminderung im Klettgau*. – Interreg II EG/EU. Eidg. Forschungsamt Agrarökol. und Landb., Inst. Umweltsch. und Landw., Bern. 1-86.
- [181] PRASUHN, V. & HURNI, P. 1998. *Abschätzung der Stickstoff- und Phosphorverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer im Rheineinzugsgebiet der Schweiz unterhalb der Seen*. – Interner Bericht Eidg. Forschungsamt Agrarökol. und Landb., Inst. Umweltsch. und Landw., Bern. 1-31.
- [182] PRASUHN, V., BRAUN, M. & KOPSE-ROLLI, D. 1997. *Massnahmen zur Verminderung der Phosphor- und Stickstoffverluste aus der Landwirtschaft in die Gewässer, dargestellt am Beispiel von 20 hydrologischen Einzugsgebieten im Kanton Bern*. – Amt für Gewässerschutz und Abfallwirtschaft Bern, 1-216.
- [183] PRASUHN, V., SPIESS, E. & BRAUN, M. 1996. *Methoden zur Abschätzung der Phosphor und Stickstoffeinträge aus diffusen Quellen in den Bodensee*. – Ber. Int. Gewässerschutzkomm. Bodensee **45**, 1-113.
- [184] PRASUHN, V. & BRAUN, M. 1994. *Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer des Kanton Bern*. – Schriftenreihe der Eid. Forschungsanstalt für Agrichemie und Umwelthygiene, Bern **17**, 1-113.

- [185] PRINGLE, C. 2003. *What is hydrologic connectivity and why it is ecologically important?* – Hydrol. Process. **17**, 2685-2689.
- [186] REKOLAINEN, S., POSCH, M., KAEMAERI, J. & EKHOLM, P. 1991. *Evaluation of the accuracy and precision of annual phosphorus load estimates from two agricultural basins in Finland.* – J. Hydrol. **128**, 237-255.
- [187] REICHELT, G. 1960. *Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb.* – In: Ber. naturforsch. Ges. Freiburg **50**, 57-127.
- [188] REICHELT, G. 1964. *Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 185, Freiburg im Breisgau.* – In: Geogr. Landesaufnahme 1:200'000, naturräumliche Gliederung Deutschlands, Bad Godesberg.
- [189] RICHTER, B.D. 1999. *Characterizing hydrological regimes in ecologically meaningful terms.* – Stream Notes **1**, 1-10.
- [190] RICHTER, B.D., BAUMGARTNER, J.V., POWELL, J. & BRAUN, A. 1998. *A spatial assessment of hydrologic alteration within a river network.* – Regulated Rivers **14**, 329-340.
- [191] RICHTER, B.D., BAUMGARTNER, J.V., WIGNINGTON, R. & BRAUN, D.P. 1997. *How much water does a river need?* – Freshw. Biol. **37**, 231-249.
- [192] RICHTER, B.D., BAUMGARTNER, J.V., POWELL, J. & BRAUN, D.P. 1996. *A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems.* – Cons. Biol. **10**, 1163-1174.
- [193] RUDLOFF, H.v. 1977. *Niederschlagskarte Dreiländereck Vogesen - Oberrhein - Schwarzwald - Jura - Bodensee - Allgäu.* – Amt für Wehrgeophysik (Hrsg.).
- [194] SCHÄRER, M. 2003. *The influence of processes controlling phosphorus availability on phosphorus losses in grassland soils.* – Diss. ETH Zürich **15312**, 1-140.
- [195] SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 1992. *Lehrbuch der Bodenkunde.* – 13. Aufl. Enke, Stuttgart. 1-491.
- [196] SCHIRMER, H. 1953. *Kartenwerk mittlerer Jahressummen des Niederschlags (mm) für das Gebiet der BRD für den Zeitraum 1891-1930.* – Bad Kissingen.
- [197] SCHMID, C. & PRASUHN, V. 2000. *GIS-gestützte Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffeinträge aus diffusen Quellen in die Gewässer des Kanton Zürich.* – Schrift. d. FAL **35**, 1-114.
- [198] SCHNEIDER, P. 2003. *Thermische Verhältnisse der Fliessgewässer im Hotzenwald - Konsequenzen des Rekord-Sommers 2003.* – Regio Basiliensis **44**, 221-231.
- [199] SCHNEIDER, P. 1998. *Konzepte und Methoden zur Bewertung der Abflussdynamik.* – Dipl. Univ. Freiburg. 1-133.
- [200] SCHÖNWIESE, C.-D. 2000. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.* – 3. Aufl. Bornträger, Berlin. 1-298.

- [201] SCHUHWERK, F. 1988. *Naturnahe Vegetation im Hotzenwald*. – Diss. Univ. Regensburg. 1-157.
- [202] SCHWARZE, R., DRÖGE, W. & OPPERDEN, K. 1997. *Regionale Analyse und Modellierung grundwasserbürtiger Abflußkomponenten in Festgesteinsinzugsgebieten*. – In: SCHMITZ, H.G. (Hrsg.) *Modellierung in der Hydrologie*. TU Dresden. 215-229.
- [203] SCHWENDEMANN, F. 1985. *Die natürlichen Grundlagen des vorderen Hotzenwalds*. – In: Gemeinde Rickenbach (Hrsg.) *Rickenbach - Geschichte der Einung, des Kirchenspiels und der Gemeinde*. Südkurier. 25-37.
- [204] SCHWINEKÖPER, K. 1997. *Historische Landschaftsanalyse in der Landschaftsökologie - am Beispiel des Wurzacher Riedes, des Einzugsgebietes der Wolfegger Ach und des Heidenwuhres*. – Diss. Univ. Hohenheim. 1-285.
- [205] SEIBERT, J., BISHOP, K., RODHE, A. & McDONNELL, J.J. 2003. *Groundwater dynamics along a hillslope: a test of the steady state hypothesis*. – *Water Resour. Res.* **39**, 1014-1022.
- [206] SEIBERTH, C. 2001. *Abfluss und Stofftransport des Schöpfebachs*. – Gutachten i.A. Bad Säckingen. 1-16. [unveröff.]
- [207] SIDLE, R.C. et al. 2000. *Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm*. – *Hydrol. Process.* **14**, 369-385.
- [208] SIEGENTHALER, U. & OESCHGER, H. 1980. *Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude*. – *Nature* **285**, 314-317.
- [209] SKLASH, M.G., FARVOLDEN, R.N. & FRITZ, P. 1976. *A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as natural tracer*. – *Can. J. Earth Sci.* **13**, 271-283.
- [210] SKLASH, M.G. & FARVOLDEN, R.N. 1979. *The role of groundwater in storm runoff*. – *J. of Hydrol.* **43**, 45-65.
- [211] SKLASH, M.G., STEWART, M.K. & PEARCE, A.J. 1986. *Storm runoff generation in humid headwater catchments: 2. A case study for hillslope and low-order stream response*. – *Water Resour. Res.* **22**, 1273-1282.
- [212] SMITH, R.A., SCHWARZ, G.E. & ALEXANDER, R.B. 1997. *Regional interpretation of water-quality monitoring data*. – *Water Resour. Res.* **33**, 2781-2798.
- [213] STAHR, K., WIMMENAUER, W. & HÄDRICH, F. 1994. *Der Naturraum Breisgau-Hochschwarzwald*. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte **20-II**. 3-35.
- [214] STAMM, C., GÄCHTER, R., FLÜHLER, H., LEUENBERGER, J. & WUNDERLI, H. 1995. *P input into a brook through tile-drains under grassland*. – In: *Proc. Int. workshop on Phosphorus loss from agriculture to water*. Wexford, Ireland. 470-481.

- [215] STAMM, C., FLÜHLER, H., GÄCHTER, R., LEUENBERGER, J. & WUNDERLI, H. 1998. *Preferential transport of phosphorus in drained grassland soils*. – J. Env. Qual. **27**, 515-522.
- [216] STAMM, C., SERMET, R., LEUENBERGER, J., WUNDERLI, H., WYDLER, H., FLÜHLER, H. & GEHRE, M. 2002. *Multiple tracing of fast solute transport in a drained grassland soil*. – Geoderma **109**, 245-268.
- [217] STEINHARDT, U. & VOLK, M. 2001. *Scale and spatio-temporal dimensions in landscape research*. – In: KRÖNERT, R., STEINHARDT, U. & VOLK, M. (Eds.) *Landscape balance and landscape assessment*. Springer, Berlin. 138-162.
- [218] STÖBER, I. 1990. *Wasserwegsamkeit im kristallinen Grundgebirge*. – Dt. gewässerkundl. Mitt. **34**, 179-185.
- [219] STRAHLER, A.N. 1952. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. – Bull. Geol. Soc. Am. **63**, 1117-1142.
- [220] STRAHLER, A.N. 1964. *Geology. Part II. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. – In: CHOW, V.T. (Ed.) 1964. *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York. 4-39 to 4-76.
- [221] TANI, M. 1997. *Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer*. – J. Hydrol. **200**, 84-109.
- [222] THOMAS D., HECKRATH G. & BROOKES P.C. 1997. *Evidence of phosphorus movement from Broadland soils by preferential flow*. – In: TUNNEY H., CARTON O.T., BROOKS P.C. & JOHNSTON, A.E. (Eds.) *Phosphorus loss from soil to water*. CAB Int., Wallingford. 369-370.
- [223] TORRES, R., DIETRICH, W.E., MONTGOMERY, D.R., ANDERSON, S.P. & LOAGUE, K. 1988. *Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment*. – Water Resour. Res. **34**, 1865-1879.
- [224] TROMP-VAN MEERVELD, H.J. & MCDONNELL, J.J. 2004. *The fill and spill hypothesis: an explanation for observed threshold behavior in subsurface stormflow*. – Water Resour. Res. **40**, 1157-1171.
- [225] TSUKAMOTO, Y., OHTA, T. & NOGUCHI, H. 1982. *Hydrogeological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan*. – IAHS Publ. **137**, 89-98.
- [226] TUNNEY, H., O'DONNELL, T. & FANNING, A. 1998. *Phosphorus loss to water from a small low intensity grassland catchment*. – In: TUNNEY, H., CARTON, O.T., BROOKS P.C. & JOHNSTON, A.E. (Eds.) *Phosphorus loss from soil to water*, CAB Int., Wallingford, 358-360.
- [227] UICHIDA, T., KOSUGI, K. & MIZUYAMA, T. 2002. *Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation in a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan*. – Water Resour. Res. **38**, 715-724.

- [228] UICHIDA, T., KOSUGI, K. & MIZUYAMA, T. 1999. *Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed.* – J. Hydrol. **222**, 18-36.
- [229] ULLMANN, R. 1960. *Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald.* – In: Ber. naturforsch. Ges. Freiburg **50**, 197-246.
- [230] USDA (United States Department of Agriculture), 2003. *Agricultural phosphorus and eutrophication.* – 2nd Ed. Agr. Res. Service **149**, 1-38.
- [231] VOLLENWEIDER, R. 1968. *Die wissenschaftlichen Grundlagen der Seen- und Fließgewässereutrophierung unter besonderer Berücksichtigung des Phosphors und des Stickstoffs als Eutrophierungsfaktoren.* – OECD Report DAS/CSJ **68**.
- [232] VOLLMER, T., STAMM, C., SCHÄRER, M., SINAJ, S., FROSSARD, E. & FLUEHLER, H. 2002. *Using tracer experiments to study phosphorus transfer from soil to overland flow.* – Book of Abstracts, European Geophys. Soc., General Ass. **27**, Nice.
- [233] WARD, J.V. & STANFORD, J.A. 1989. *The four-dimensional nature of lotic systems.* – J. N. Am. Benth. Soc. **8**, 2-8.
- [234] WARD, R.C. 1984. *On the response to precipitation of headwater streams in humid areas.* – J. Hydrol. **74**, 171-189.
- [235] WEILER, M.H., McDONNELL, J.J., TROMP-VAN MEERVELD, I. & UCHIDA, T. 2005. *Subsurface stormflow.* – In: ANDERSON, M. & McDONNELL, J.J. (Eds.) *Encyclopedia of Hydrological Sciences.* Wiley-VCH, Weinheim. 1831-1846.
- [236] WEILER, M.H. & McDONNELL, J.J. 2004. *Virtual experiments: A new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology.* – J. Hydrol. **285**, 3-18.
- [237] WEILER, M.H., UCHIDA, T. & McDONNELL, J.J. 2003. *Connectivity due to preferential flow controls water flow and solute transport at hillslope scale.* – Proc. MODSIM 2003, Townsville, Australia. 398-403.
- [238] WEILER, M.H. 2001. *Mechanisms controlling macropore flow during infiltration.* – Schrift. Inst. f. Hydrom. u. Wasserw., ETH Zürich **7**, 1-150.
- [239] WEILER, M.H., NAEF, F. & LEIBUNDGUT, C. 1998. *Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and physically based numerical model.* – IAHS Publ. No. **248**, 353-360.
- [240] WEILER, M.H. 1997. *Untersuchung zur Abflußbildung an Hängen mit Tracer-versuchen und numerischer Modellierung der Wasserbewegung.* – Dipl. Univ. Freiburg, 1-137.
- [241] WEISSHAIDINGER, R. (in Vorb.) *Bodenerosion und Nährstoffemissionen im Schweizer Tafeljura.* – Diss. Univ. Basel.
- [242] WELS, C., TAYLOR, C.H. & CORNETT, R.J. 1991. *Streamflow generation in a headwater basin on the precambrian shield.* – Hydrol. Process. **5**, 185-199.

- [243] WHIPKEY, R.Z. 1965. *Subsurface storm flow from forested slopes*. – Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol. **2**, 74-85.
- [244] WHITE, A.F. 2004. *Natural weathering rates of silica minerals*. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. Treatise on Geochem. **5**, 133-168.
- [245] WHITE, A.F. 1995. *Chemical weathering rates of silicate minerals in soils* – In: WHITE, A.F. & BRANDLEY, S.L. (Eds.) Chemical weathering rates in silicate minerals. Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. Am. **31**, 407-461.
- [246] WHITE, A.F. & BRANDLEY, S.L. 1995. *Chemical weathering rates in silicate minerals: an overview* – In: WHITE, A.F. & BRANDLEY, S.L. (Eds.) Chemical weathering rates in silicate minerals. Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. Am. **31**, 1-22.
- [247] WOOD, R., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. & BAND, L. 1988. *Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling*. – J. of Hydrol. **201**, 29-47.
- [248] WOOD, R. & ROWE, L. 1996. *The changing spatial variability of subsurface flow across a hillside*. – J. Hydrol. (NZ) **35**, 51-86.
- [249] ZASLAVSKY, D. & SINAI, G. 1981. *Surface hydrology, I. Explanation of phenomena*. – J. Hydraulic Div., Proc. Am. Soc. Civil Engineers **107**, 1-16.
- [250] ZUIDEMA, P. 1985. *Die Hydraulik der Abflussbildung bei Starkniederschlägen - Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte*. – VAW-Mitt., ETH Zürich **79**, 1-162.

Anhang

Stabile Isotope bzw. Schweres Wasser (D_2O = Deuteriumoxid) als künstlicher Tracer in Markierversuchen

Bezug nehmend auf **Kapitel 2:** „*Chapter 2: Fundamentals of Isotope Geochemistry* (KENDALL, C. & CALDWELL, E. A.)“ in

KENDALL, C. & McDONNELL, J. J. (Eds.) 1998. *Isotope tracers in catchment hydrology*. – 1st. ed. Elsevier, Amsterdam. 1-839.

ergaben sich nachfolgende Probleme und daraus resultierende Fragen bei der Vorbereitung und Analyse der Markierversuche mit dem künstlich angereicherten Isotop *Deuterium* (Deuterium/Gülle-Experiment am 02.06.2004, s. Kap. 3.2.3, Kap. 3.4.9 und Kap. 4.4.2). Alle verwendeten Formeln sowie die angegebene Sekundärliteratur finden sich in KENDALL & CALDWELL (1998) bzw. in KENDALL & McDONNELL (1998).

Die von KENDALL & CALDWELL (1998) auf Seite 82 angegebenen **Formel 2.29** (P. 82 — Subsection 2.5.4 Isotopically labeled materials) scheint nicht korrekt zu sein. Die Anwendung dieser Gleichung zur Berechnung des Deuterium-Gülle-Experiments (2 kg D_2O ($71 \pm 1 \text{ at. \% } D$)) lieferte keine plausiblen Ergebnisse. Im Folgenden werden die Probleme aufgezeigt und eine alternative Lösung vorgestellt.

Vorbemerkung: Um Übersetzungsfehler zu vermeiden, sind Formeln und Text wie im zitierten Buch auf Englisch formuliert. Aus Gründen der Konsistenz sind auch Text und Gleichungen der Musterlösung auf Englisch verfasst.

Formulas — Verwendete Formeln

- Conversion of D in ppm-values into δD -values (VSMOW) [‰] (KENDALL & McDONNELL, 1998: 409)

$$\delta D = \left(\frac{D [ppm]}{155.75} - 1 \right) \cdot 1000 [‰] \quad (\text{BUTTLE \& SAMI, 1990}) \quad (8.1)$$

Annotation: corresponding to Tab. 2.1 (KENDALL & McDONNELL, 1998: 56) the correct value is 155.75 instead of 157.6.

- Conversion of δD -values (VSMOW) [‰] into D ppm-values (transformation of formula (1))

$$D [ppm] = \left(\frac{\delta D [‰]}{1000} + 1 \right) \cdot 155.75 [ppm] \quad (8.2)$$

Variables — Verwendete Variablen und Konstanten

- Avogadro-constant $N \ 6.02295 \cdot 10^{23}$ (refers to molecules)
- Mol-volume 22.414 l (refers to molecules)
- Density D_2O (71 ± 1 at. % D) at ($25^\circ C / 1013.25$ hPa) 1.073 g/cm³
- Mol-weight D_2O (71 ± 1 at. % D) 19.42 g⁵
- Tracer D_2O (71 ± 1 at. % D), 2 kg
- VSMOW $R_D = 1.5575 \cdot 10^{-4}$ (refers to molecules) (KENDALL & McDONNELL, 1998: 56)
- VSMOW $R_D = 3.1150 \cdot 10^{-4}$ (refers to atoms)

Calculation for 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O) according to Kendall & Caldwell (1998) — Berechnung der Tracerkonzentrationen nach Kendall & Caldwell (1998)

Formula 2.29 in subsection 2.5.4 *Isotopically labeled materials* defined by KENDALL, C. & CALDWELL, E. A. (in KENDALL, C. & McDONNELL, J. J., 1998: 82) seems to be not correct.

Extract from page 82:

The isotopic compositions in "labeled tracer" catalogs are generally in units of atom weight percent (at. %). For accurate conversion of these values to δ values, one must know the R_s value of the appropriate standard used

⁵ $H_2O : 18$ g, $HDO : 19$ g, $D_2O : 20$ g; $0.71 \cdot 20$ g + $0.29 \cdot 18$ g = 19.42 g

for that isotope. Unfortunately, the absolute R_s values are not known for all international standards; the average terrestrial abundance ratios can be used for rough estimates. For example, the δ^2H value of a bottle of "95 at. % 2H " water is calculated as follows (using the absolute ratio of VSMOW from Table 2.1 (page 56)):

$$\delta D = \left(\frac{\left(\frac{95}{5}\right)}{(156 \cdot 10^{-6})} - 1 \right) \cdot 1000 = +122 \cdot 10^6 \text{‰ (VSMOW)} \quad (8.3)$$

Changing the parameters for my tracer experiment settings will result in the following:

Conversion of 71 ± 1 at. % heavy water into δD -values (VSMOW) according to formula 2.29 (KENDALL & MCDONNELL, 1998: 82)

$$\delta D = \left(\frac{\left(\frac{71}{29}\right)}{(156 \cdot 10^{-6})} - 1 \right) \cdot 1000 = +15.69 \cdot 10^6 \text{‰ (VSMOW)} \quad (8.4)$$

Conversion of δD -values (VSMOW) into ppm-values (formula (2))

$$D \text{ ppm} = \left(\left(\frac{+15.69 \cdot 10^6 \text{‰}}{1000} + 1 \right) \cdot 155.75 \right) = 2.444 \cdot 10^6 \text{ ppm D} \quad (8.5)$$

VALUE NOT PLAUSIBLE!

Annotation — Anmerkungen

D-Values [ppm] higher than $1 \cdot 10^6 \text{ ppm D}$ are plausible, as D values are corresponding to molecules. Enriched water values however are generally in units of atom weight percent (at. %), which are corresponding to atoms.

The water molecule (H_2O) contains two hydrogen atoms, consequently molecule related standards like VSMOW can reach theoretically maximum values of $2 \cdot 10^6 \text{ ppm D}$, if converted into ppm.

Values higher than $2 \cdot 10^6 \text{ ppm D}$ are NOT PLAUSIBLE, as this value is the maximum for 100 at. % heavy water (D_2O).

Calculation for 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O), proposed solution — Musterlösung P. Schneider

Conversion of 71 ± 1 at.% heavy water in δD -values (VSMOW):

1. Calculation of the number of Mols in 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O)

$$\frac{2000\text{ g}}{19.42\text{ g}} = 102.987\text{ Mol} \quad (8.6)$$

2. Calculation of the number of water molecules in 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O)

$$102.987\text{ Mol} \cdot 6.02295 \cdot 10^{23} = 620.283 \cdot 10^{23}\text{ molecules} \quad (8.7)$$

3. Calculation of the total number of hydrogen atoms in 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O) (total sum of H- plus D-atoms)

$$620.283 \cdot 10^{23}\text{ molecules} \cdot 2 = 1240.566 \cdot 10^{23}\text{ atoms} \quad (8.8)$$

4. Calculation of the total number of D-atoms in 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O) (71 % of the total number of hydrogen atoms)

$$1240.566 \cdot 10^{23}\text{ atoms} \cdot 0.71 = 880.802 \cdot 10^{23}\text{ D-atoms} \quad (8.9)$$

5. Calculation of the total number of D-atoms (ppm) in 2 kg 71 ± 1 at.% heavy water (D_2O) (corresponds to the potential number of DHO-molecules if diluted with "isotope free" water)

$$\frac{880.802 \cdot 10^{23}}{620.283 \cdot 10^{23}} = 1.42 = 1.42 \cdot 10^6\text{ ppm D} \quad (8.10)$$

6. Conversion of D-values in ppm into δD -values (VSMOW) [‰]
(KENDALL & McDONNELL, 1998: 409)

$$\delta D = \left(\frac{1.42 \cdot 10^6\text{ ppm}}{155.75} - 1 \right) \cdot 1000 = +9.116 \cdot 10^6\text{ ‰ (VSMOW)} \quad (8.11)$$

Annotation: corresponding to Tab. 2.1 (KENDALL & McDONNELL, 1998: 56) the correct value is 155.75 instead of 157.6.

Calculation of the tracer concentration of 2 kg 71 ± 1 at.‰ heavy water (D_2O) dissolved in 1000 kg "local" water ($\delta D = -80$ ‰VSMOW) — Berechnung der Tracerkonzentration nach P. Schneider

Determination of the D-concentration in the tracer solution:

1. Conversion of δD -values (VSMOW) into D ppm-values

$$D \text{ ppm} = \left(\frac{-80 \text{ ‰}}{1000} + 1 \right) \cdot 155.75 = 143.2 \text{ ppm } D \quad (8.12)$$

2. Calculation of the Mol-weight of "local" water ($\delta D = -80$ ‰VSMOW)

$$143.2 \text{ ppm } D = 0.00014329 \quad (8.13)$$

$$1 - 0.00014329 = 0.99985671 \quad (8.14)$$

$$0.00014329 \cdot 19 \text{ g} + 0.99985671 \cdot 18 \text{ g} = 18.000144 \text{ g} \quad (8.15)$$

3. Calculation of the total number of molecules ($DHO + H_2O$) in 1000 kg "local" water ($\delta D = -80$ ‰VSMOW)

$$\frac{1000000 \text{ g}}{18.000144 \text{ g}} = 55555.555 \text{ Mol} \quad (8.16)$$

$$55555.555 \text{ Mol} \cdot 6.02295 \cdot 10^{23} = 334.611 \cdot 10^{26} \text{ molecules} \quad (8.17)$$

4. Calculation of the total number of DHO -molecules in 1000 kg "local" water ($\delta D = -80$ ‰VSMOW)

$$334.611 \cdot 10^{26} \text{ molecules} \cdot 0.00014329 = 47.946 \cdot 10^{23} \text{ molecules} \quad (8.18)$$

5. Calculation of the total number of molecules ($DHO + H_2O$) in 1002 kg water (tracer solution)

$$334.611 \cdot 10^{26} + 620.283 \cdot 10^{23} = 335.231 \cdot 10^{26} \text{ molecules} \quad (8.19)$$

6. Calculation of the total number of DHO -molecules in 1002 kg water (tracer solution)

$$880.802 \cdot 10^{23} + 47.946 \cdot 10^{23} = 928.748 \cdot 10^{23} \text{ molecules} \quad (8.20)$$

7. Calculation of the D-concentration [ppm] in 1002 kg water (tracer solution); $\frac{\text{molecules}(DHO)}{\text{molecules}(DHO+H_2O)}$

$$\frac{928.748 \cdot 10^{23}}{335.231 \cdot 10^{26}} = 0.0027704 = 2770.4 \text{ ppm } D \quad (8.21)$$

8. Conversion of ppm D-values into δD -values (VSMOW) [‰] (see formula (1))

$$\delta D = \left(\frac{2770.4 \text{ ppm}}{155.75} - 1 \right) \cdot 1000 = +16787.479 \text{ ‰ (VSMOW)} \quad (8.22)$$

Lebenslauf

Philipp Ansgar Schneider

geboren am 27. Januar 1972 in Heilbronn/Sontheim (Deutschland)

1978-1982 Grundschule Illmensee

1982-1984 Gymnasium Wilhelmsdorf

1985-1991 Gymnasium Saulgau

Abschluss: Abitur (allgemeine Fachhochschulreife)

1991-1993 Zivildienst

1993-1998 Hydrologiestudium – Universität Freiburg (Deutschland) –
Prof. Dr. C. Leibundgut — Abschluss: Diplom-Hydrologie

1999 Gastwissenschaftler – Colorado State University (U.S.A.) –
Prof. PhD. N.L. Poff und B.D. Richter

1999-2001 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Hydrologie –
Universität Freiburg (Deutschland) – *Prof. Dr. C. Leibundgut*

2002-2006 Doktorat am Geographischen Institut – Universität Basel
(Schweiz) – *Referent: Prof. Dr. Dr. h.c. H. Leser* (Universität Basel, Schweiz)
– *Koreferent: Dr. habil. D. Borchardt* (Universität Kassel, Deutschland)

Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Doktorarbeit ohne Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Quellen und Hilfsmittel angefertigt und die den benutzten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungskommission vorgelegen.

Philipp Schneider

Basel, im August 2006

PHYSIOGEOGRAPHICA

Basler Beiträge zur Physiogeographie

Band 1 *R.-G. Schmidt*

Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmass und Prozessen der aktuellen Bodenerosion (Abspülung) auf Ackerflächen. Methoden und ihre Anwendung in der Rheinschlinge zwischen Rheinfelden und Wallbach (Schweiz). — Basel 1979, 240 S. mit 36 Abbildungen, 1 Karte und 16 Tabellen. — CHF 14.-

Band 2 *P. Luder*

Das ökologische Ausgleichspotential der Landschaft. Untersuchungen zum Problem der empirischen Kennzeichnung von ökologischen Raumeinheiten, Beispiel Region Basel und Rhein-Neckar. — Basel 1980, 172 S. mit 27 Abbildungen, 9 Tabellen, 22 Karten und 2 Abbildungen im Kartenband. — vergriffen

Band 3 *T. Mosimann*

Boden, Wasser und Mikroklima in den Geoökosystemen der Löss-Mergel-Hochflächen des Bruderholzgebietes (Raum Basel). — Basel 1980, 267 S. mit 45 Abbildungen, 23 Tabellen und 5 Karten. — CHF 24.-

Band 4 *H.R. Moser*

Die Niederschlagsverteilung und -struktur bei verschiedenen Wetterlagen in der Region Basel. — Basel 1984, 269 S. mit 30 Abbildungen, 39 Tabellen u. 37 Karten. — CHF 29.-

Band 5 *W. Seiler*

Bodenwasser- und Nährstoffhaushalt unter Einfluss der rezenten Bodenerosion am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Basler Tafeljura bei Rothenfluh und Anwil. — Basel 1983, 510 S. mit 129 Abbildungen, 143 Tabellen und 14 Karten. — vergriffen

Band 6 *J. Rohrer*

Quantitative Bestimmung der Bodenerosion unter Berücksichtigung des Zusammenhanges Erosion-Nährstoff-Abfluss im Oberen Langete-Einzugsgebiet (Napfgebiet, südlich Huttwil). — Basel 1985, 242 S. mit 51 Abbildungen und 47 Tabellen. — CHF 29.-

Band 7 *T. Mosimann*

Untersuchungen zur Funktion subarktischer und alpiner Geoökosysteme (Finnmark und Schweizer Alpen). — Basel 1985, 488 S. mit 131 Abbildungen, 18 Tabellen und 8 Karten. — vergriffen

Band 8 *R. Bono*

Geoökologische Untersuchungen zur Naturraumgliederung und Regenwurmfauna des Niederen und Hohen Sundgaus (Elsass, Frankreich). — Basel 1985, 300 S. mit 66 Abbildungen, 25 Tabellen und 8 Karten. — CHF 42.-

Band 9 *K. Herweg*

Bodenerosion und Bodenkonservierung in der Toscana, Italien (Testgebiet Roccatederighi, Provinz Grosseto). — Basel 1988, 175 S. mit 43 Abb., 21 Tab., 4 Karten und 7 Karten im Kartenband. — CHF 45.-

Band 10 *S. Vavruch*

Bodenerosion und ihre Wechselbeziehungen zu Wasser, Relief, Boden und Landwirtschaft in zwei Einzugsgebieten des Basler Tafeljura (Hemmiken, Rothenfluh). — Basel 1988, 338 S. mit 99 Abbildungen, 50 Tabellen und 8 Karten. — CHF 42.-

Band 11 *W. Dettling*

Die Genauigkeit geoökologischer Feldmethoden und die statistischen Fehler quantitativer Modelle. — Basel 1989, 140 S. mit 39 Abbildungen und 10 Tabellen. — vergriffen

Band 12 *G. Zollinger*

Quartäre Geomorphogenese und Substratentwicklung am Schwarzwald-Westrand zwischen Freiburg und Müllheim (Südbaden). — Basel 1990, 202 S. mit 42 Abbildungen, 6 Tabellen und 4 Karten. — vergriffen

Band 13 *D. Schaub*

Die Bodenerosion im Lössgebiet des Hochrheintales (Möhliner Feld - Schweiz) als Faktor des Landschaftshaushaltes und der Landwirtschaft. — Basel 1989, 228 S. mit 46 Abbildungen, 47 Tabellen und 9 Karten. — CHF 30.-

Band 14 *J. Heeb*

Haushaltsbeziehungen in Landschaftsökosystemen topischer Dimensionen in einer Elementarlandschaft des Schweizerischen Mittellandes. Modellvorstellungen eines Landschaftsökosystems. — Basel 1991, 198 S. mit 66 Abbildungen, 32 Tabellen und 7 Karten. — CHF 30.-

Band 15 *M. Glasstetter*

Die Bodenfauna und ihre Beziehungen zum Nährstoffhaushalt in Geosystemen des Tafel- und Faltenjura (Nordwestschweiz). — Basel 1991, 224 S. mit 60 Abbildungen, 50 Tabellen und 6 Karten. — CHF 39.-

Band 16 *V. Prasuhn*

Bodenerosionsformen und -prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. — Basel 1991, 372 S. mit 73 Abbildungen und 75 Tabellen. — CHF 30.-

Band 17 *C. Wüthrich*

Die biologische Aktivität arktischer Böden mit spezieller Berücksichtigung ornithogen eutrophierter Gebiete (Spitzbergen und Finnmark). — Basel 1994, 222 S. mit 51 Abbildungen und 23 Tabellen. — CHF 30.-

Band 18 *P. Schwer*

Untersuchungen zur Modellierung der Bodenneubildungsrate auf Opalinuston des Basler Tafeljura. — Basel 1994, 190 S. mit 86 Abbildungen und 23 Tabellen. — CHF 30.-

Band 19 *J. Hosang*

Wasser- und Stoffhaushalt von Lössböden im Niederen Sundgau (Region Basel). Messung und Modellierung. — Basel 1995, 131 S. mit 45 Abbildungen und 17 Tabellen. — CHF 30.-

Band 20 *M. Huber*

The digital geoecological map concepts, GIS-methods and case studies. — Basel 1995, 144 S. mit 25 Abbildungen, 12 Tabellen und 13 Karten. — CHF 25.-

Band 21 *R. Lehmann*

Landschaftsdegradierung, Bodenerosion und -konservierung auf der Kykladeninsel Naxos, Griechenland. — Basel 1994, 223 S. mit 76 Abbildungen, 45 Tabellen, 18 Photos und 8 Karten. — CHF 35.-

Band 22 *D. Dräyer*

GIS-gestützte Bodenerosionsmodellierung im Nordwestschweizerischen Tafeljura – Erosionsschadenskartierungen und Modellergebnisse. — Basel 1996, 234 S. mit 53 Abbildungen, 27 Tabellen, 9 Karten und 10 S. Anhang. — CHF 30.-

Band 23 *M. Potschin*

Nährstoff- und Wasserhaushalt im Kvikkaa-Einzugsgebiet, Liefdefjorden (Nordwest-Spitzbergen). Das Landschaftsökologische Konzept in einem hocharktischen Geoökosystem. — Basel 1996, 258 S. mit 78 Abbildungen und 27 Tabellen. — CHF 32.-

Band 24 *E. Unterseher*

Ingenieurökologie und Landschaftsmanagement in zwei Agrarlandschaften der Region Basel (Hochrhein/Schweiz) und Feuerbachtal (Markgräfler Hügelland/Deutschland). — Basel 1997, 297 S. mit 102 Abbildungen und Photos sowie 24 Tabellen. — CHF 36.-

Band 25 *B. Spycher*

Skalenabhängigkeit von Boden-Pflanze-Beziehungen und Stickstoffhaushalt auf einem Kalktrockenrasen im Laufener Jura (Region Basel). — Basel 1997, 126 S. mit 30 Abbildungen und 27 Tabellen. — CHF 30.-

Band 26 *A. Rempfler*

Das Geoökosystem und seine schuldidaktische Aufarbeitung. — Basel 1998, 204 S. mit 37 Abbildungen, 28 Tabellen und 5 Karten. — CHF 30.-

Band 27 *P. Ogermann*

Biologische Bodenaktivität, Kohlenstoffumsatz und Nährstoffversorgung auf Magerrasen-Standorten unterschiedlicher Produktivität. — Basel 1999, 199 S. mit 52 Abbildungen, 40 Tabellen. — CHF 35.-

Band 28 *C. Döbeli*

Das hochalpine Geoökosystem der Gemmi (Walliser Alpen). Eine landschaftsökologische Charakterisierung und der Vergleich mit der arktischen Landschaft (Liefdefjorden, Nordwest-Spitzbergen). — Basel 2000, 193 S. mit 71 Abbildungen, 18 Tabellen, 2 Karten und 10 S. Anhang. — CHF 30.-

Band 29 *M. Menz*

Die Digitale Geoökologische Risikokarte. Prozessbasierte Raumgliederung am Blauen-Südhang im nordwestschweizerischen Faltenjura. — Basel 2001, 176 S. mit 40 Abbildungen, 22 Tabellen und 35 Karten in separatem Kartenband. — CHF 36.-

Band 30 *M. Rüttimann*

Boden-, Herbizid- und Nährstoffverluste durch Abschwemmung bei konservierender Bodenbearbeitung und Mulchsaat von Silomais. Vier bodenschonende Anbauverfahren im Vergleich. — Basel 2001, 241 S. mit 65 Abbildungen und 68 Tabellen. — CHF 30.-

Band 31 *A. Böhm*

Soil erosion and erosion protection measures on military lands. Case study at Combat Manoeuvre Training Center Hohenfels, Germany. — Basel 2003, Volume 1: Text, 141 pages. Volume 2: Appendix with 27 colored graphics, 46 photos and 29 maps. Es liegt auch eine deutsche Version vor. — CHF 56.-

Band 32 *B. Hebel*

Validierung numerischer Erosionsmodelle in Einzelhang- und Einzugsgebiets-Dimension. — Basel 2003, 181 S. mit 34 Abbildungen, 18 Tabellen und Anhang. — CHF 48.-

Band 33 *P. Marzler*

Oberflächenabfluss und Bodenerosion auf Brandflächen des Kastanienwaldgürtels der Südschweiz mit einer Anleitung zur Bewertung der post-fire Erosionsanfälligkeit. — Basel 2003, 217 S. mit 57 Abbildungen und 50 Tabellen. — CHF 48.-

Band 34 *D. Rüetschi*

Basler Trinkwassergewinnung in den Langen Erlen – Biologische Reinigungsleistungen in den bewaldeten Wässerstellen. — Basel 2004, 348 S. mit 239 Abbildungen, 49 Tabellen und Anhang. — CHF 53.-

Band 35 *J. Knall*

Akzeptanz durch Mitwirkung? Das Beispiel Auenrevitalisierung. Eine räumlich orientierte Wirkungsanalyse des partizipativen Ansatzes im transdisziplinären Naturschutzprojekt Stellmatten. — Basel 2006, 189 S. mit 49 Abbildungen, 20 Tabellen und Anhang. — CHF 48.-

Band 36 *P. Schneider*

Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald/Südschwarzwald. — Basel 2007, 174 S. mit 50 Abbildungen, 16 Tabellen und 5 S. Anhang. — CHF 36.-

Band 37 *U. Geissbühler*

Selbstreinigungsleistung urbaner Flusslandschaften bei Basel. Inwertsetzung revitalisierter und naturnaher Auen- und Feuchtgebieten in den Flussebenen von Wiese, Birs und Rhein. — Basel 2007, 174 S. mit 101 Abbildungen, 27 Tabellen und 3 S. Anhang. — CHF 36.-

Band 38 *O. Stucki*

Strukturen und Funktionen urbaner Kleingewässer um Basel. Quellsee (Brüglinger Ebene) und Etang U (Petite Camargue Alsacienne) als Natur-, Lebens- und Erholungsraum. — Basel 2007, 186 S. mit 106 Abbildungen, 31 Tabellen und 3 Bildtafeln. — CHF 36.-

Band 39 *R. Koch*

Uferzonen von Fliessgewässern in Kleinzugsgebieten der Region Basel — Geoökologische Prozesse, Nährstoff- und Wasserhaushalt, Bodendynamik, Kartierung, Funktionen und Zielbreitenermittlung. — Basel 2007, 299 S. mit 99 Abbildungen, 56 Tabellen und 19 S. Anhang. — CHF 48.-

Zu beziehen durch:

Geographisches Institut der Universität Basel, Sekretariat
Klingelbergstrasse 27, CH-4056 Basel
www.physiogeo.unibas.ch